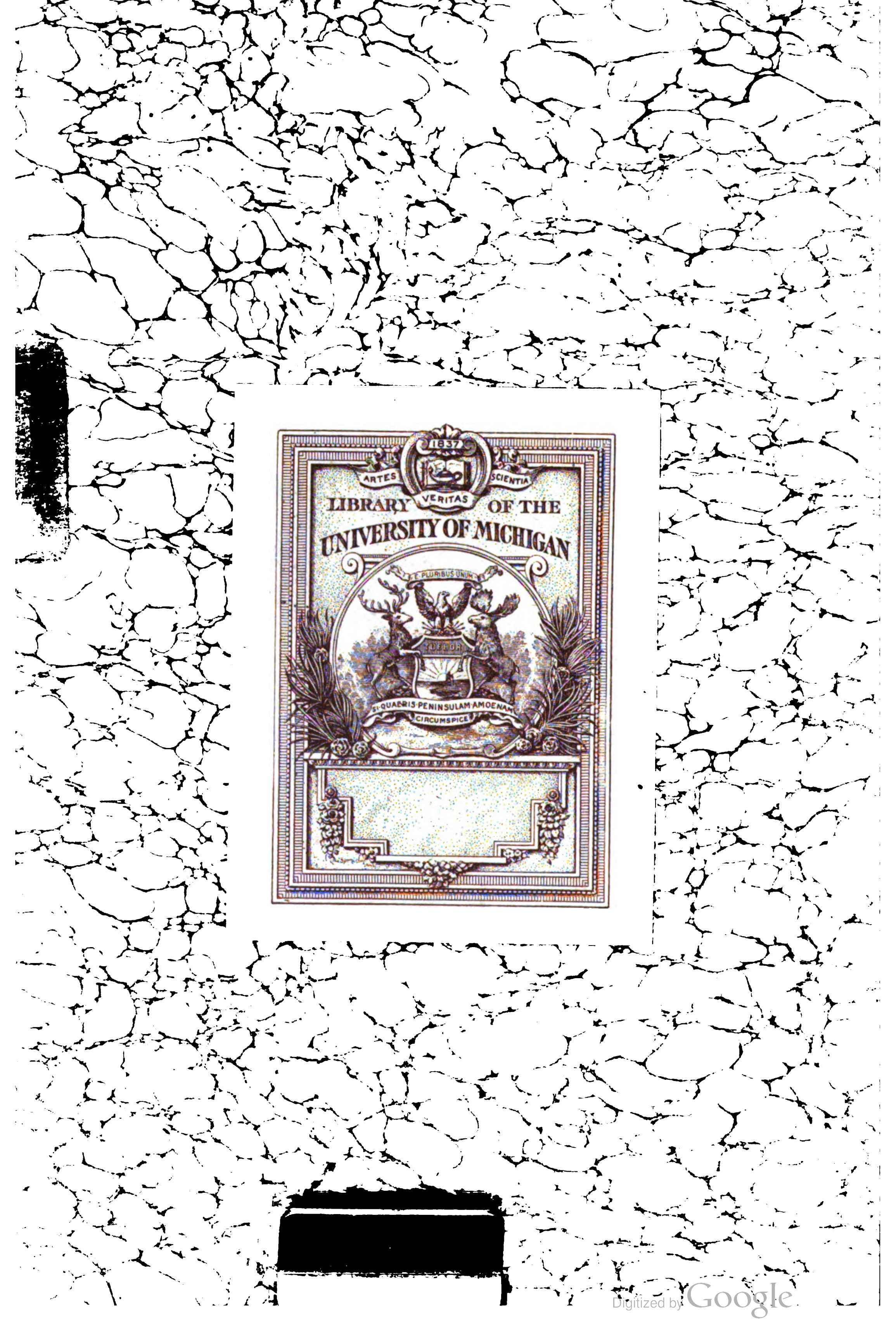
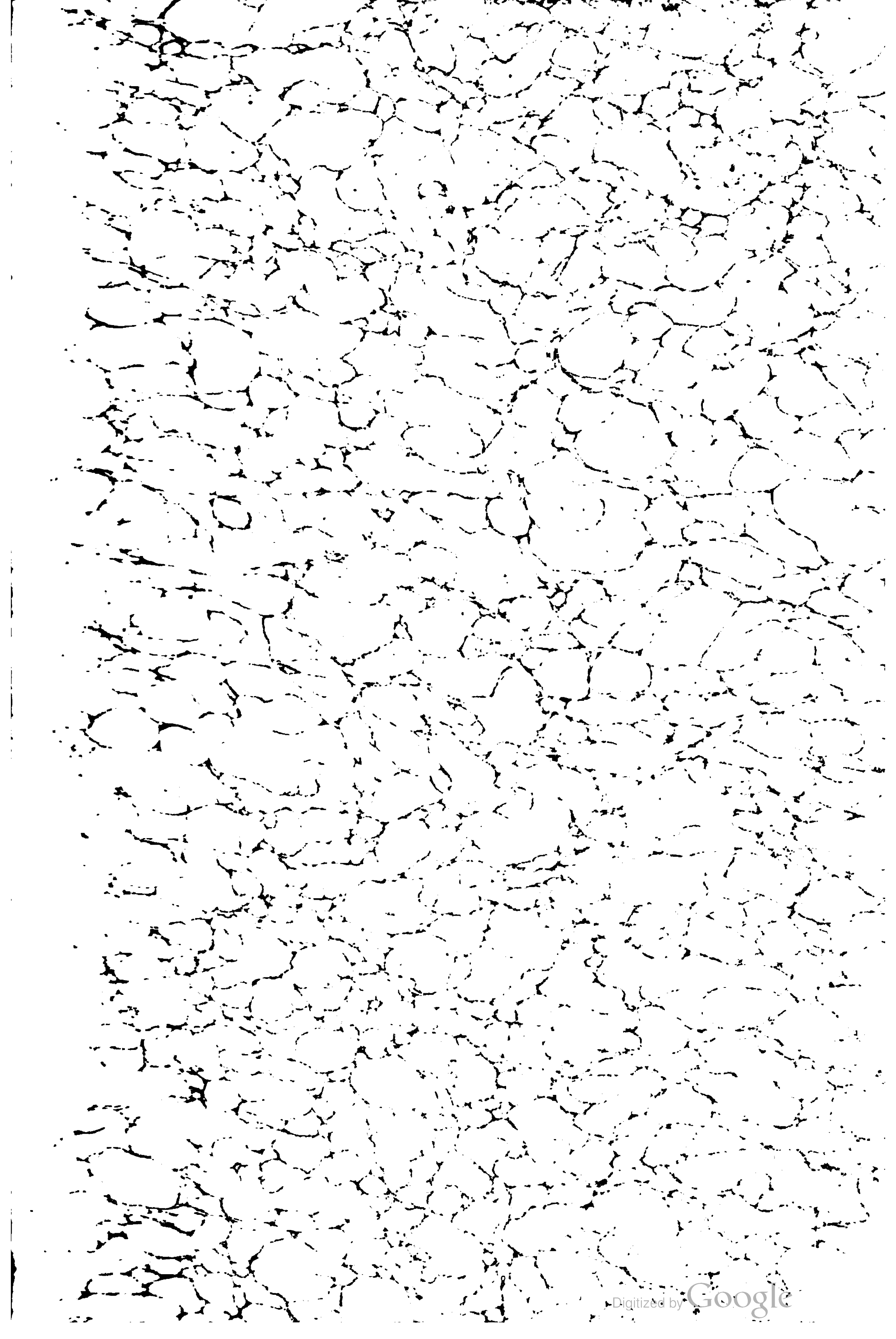
Tschermaks Mineralogische und Petrographische ...

Geologische Bundesanstalt (Austria)., SpringerLink (Online service)


1837
ARTES
SCIENTIA
VERITAS
LIBRARY OF THE
UNIVERSITY OF MICHIGAN
SI QUAERIS PENINSULAM AMOENAM
CIRCUMSPICE



TSCHERMAK'S
MINERALOGISCHE
UND
PETROGRAPHISCHE
MITTHEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. BECKE.

(NEUE FOLGE.)

EILFTER BAND.

MIT 7 TAFELN, 4 TABELLEN UND 8 TEXTFIGUREN.

WIEN, 1890.
ALFRED HÖLDER,
K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,
ROTHENTHURMSTRASSE 15.

Inhalt.

1. Heft.

2. Heft.

3. Heft.

4. und 5. Heft.

6. Heft.

I. Ueber die Verwachsung von Allanit (Orthit) und Epidot in Gesteinen.

Von **W. H. Hobbs** aus Worcester, Mass., U. S. A.

(Mit 2 Textfiguren.)

Das Zusammenauftreten von Allanit und Epidot in Gesteinen ist nicht ganz unbekannt. Schon im Jahre 1854 erwähnte Blomstrand[1]) von Wexiö in Schweden Pistazitkrystalle radialstrahlig um Allanitkerne geordnet und später Ewald Becker[2]) Allaniteinschlüsse in Orthoklas und Epidot. Cross und Iddings[3]) machten aufmerksam auf scheinbare Epidoteinschlüsse in Allanit. In vielen Lehrbüchern findet man angegeben, dass bei Sillböle in Finnland Kerne von Allanit in Epidot und Kerne von Epidot in Allanit vorkommen. Der Liebenswürdigkeit des Prof. F. J. Wiik von Helsingfors verdanke ich einen Abzug des Katalogs der Mineralsammlung zu Helsingfors[4]), in dem ein Epidotkrystall mit Allanitkern von Sillböle abgebildet ist. 1882 beschrieb Törnebohm[5]) im Epidotgneiss

[1]) Blomstrand, Oefvers. af akad. Förband. Jahrgang 1854, Nr. 9, pag. 296. — Ref. Journ. f. prakt. Chemie. LXVI, pag. 156.

[2]) Ewald Becker, Ueber das Mineralvorkommen im Granit von Striegau, insbesondere über den Orthoklas und dunkelgrünen Epidot. Breslau.

[3]) Cross und Iddings, Widespread occurrence of Allanit as an accessory constituent of many rocks. Am. Journ. Sci. [3] Aug. 1885, XXXII, pag. 108,

[4]) F. J. Wiik, Den Finska Mineralsamlingen i universitets i Helsingfors Mineralkabinett. 1887, pag. 27 u. Taf. II.

[5]) A. E. Törnebohm, Mikroskopiska bergartsstudier. XIII. Epidotgneiss. Geol. För. i Stockholm Förhandl. 1882, Nr. 75, Bd. VI, Heft 5, pag. 189.

Wermlands eine Verwachsung von Epidot mit einem für Orthit gehaltenen Minerale. „Als Einschlüsse kommen dem Epidot krystallographisch ähnliche und mit dem Wirth gleich orientirte Kryställchen vor, welche für Orthit gehalten werden.“ [1]) Zwillingsbildungen waren den beiden Mineralen gemeinsam. Der Orthit wandelt sich in braungelbes Pulver um.

Als ich im letzten Jahre ein Gebiet in der Umgebung von Baltimore einer Untersuchung unterwarf, überraschte mich die bedeutsame Rolle, die die Minerale Epidot und Allanit im Granit von Ilchester spielen. Eine vorläufige Notiz [2]) über die geologischen Verhältnisse dieser Gegend ist im April 1888 erschienen.

Der Granit von Ilchester ist eines der jüngsten in einer Reihe von intrusiven Gesteinen, welche in den krystallinischen Schiefern Marylands auftreten. Es ist ein mittel- bis grobkörniges Gestein mit einem durch grosse Mikroklinkrystalle bedingten porphyrartigen Charakter und seinem Aussehen nach dem Amphibolgranit [3]) vom Birkenauerthale im Odenwald ähnlich. Die holokrystalline, auch wohl granophyrische Grundmasse besteht aus wechselnden Mengen von ortho- und klinotomem Feldspathe. Das Hauptgestein enthält als wesentlichen Gemengtheil auch Glimmer, und zwar zum grossen Theile Biotit mit einer untergeordneten Menge von hellem Glimmer. Es gibt auch Facies, wo Hornblende an die Stelle des Glimmers tritt. Durch das ganze Gebiet sieht man Druckerscheinungen, insbesondere eine mehr oder weniger deutliche Parallelstructur.

Schon mit blossem Auge erkennt man im Gestein gelbgefärbte, ein bis drei Millimeter lange säulenförmige Krystalle von epidotähnlichem Aussehen, welche sich sehr gern nesterweise zusammenhäufen und unregelmässig verwachsen. Unmittelbar im Centrum eines solchen Epidotkrystalls und von demselben scharf begrenzt, sieht man nicht selten einen tiefbraunen Kern, der mit der Loupe sich als ein mit dem gelben Epidot gleich orientirter und durch dieselbe Ausbildungsform charakterisirter Krystall erkennen lässt. Diese Kerne zeigen keine deutliche Spaltbarkeit und zerfallen sehr

[1]) Ref. Neues Jahrbuch (Cohen). 1883, Bd. I, pag. 245.

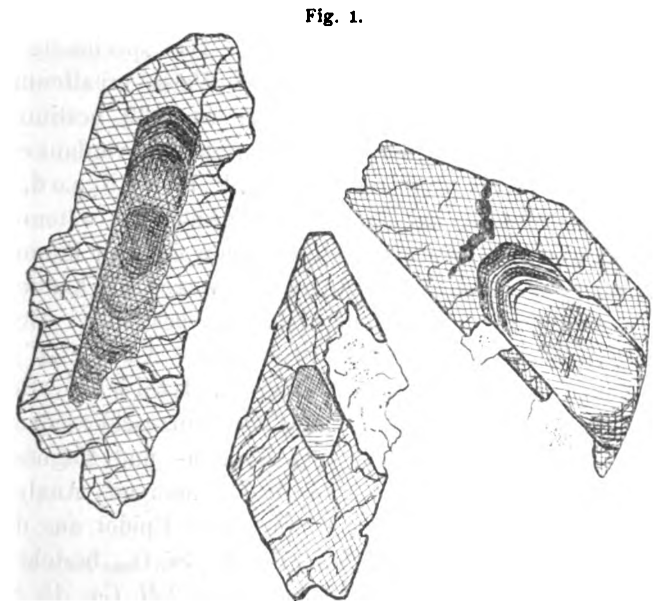
[2]) W. H. Hobbs, On the rocks of Ilchester etc. Johns Hopkins University Circulars Nr. 65. April 1888.

[3]) Benecke und Cohen, Geogn. Beschreibung der Umgebung von Heidelberg. Strassburg 1879—81.

leicht in ein braunes erdiges Pulver, während der Epidot ganz unverändert bleibt. In den weitaus meisten Fällen sind zwei Flächen einer prismatischen Zone deutlich sichtbar, welche entsprechenden Flächen des Epidots parallel laufen. Diese Beobachtung deutet darauf hin, dass der Allanit parallel dem Epidot eingeschaltet ist. Der Allanit ist sehr spröde und lässt sich nicht leicht herauslösen. Deswegen waren Winkelmessungen nicht möglich.

Unter dem Mikroskope sieht man den Epidot zum Theil idiomorph, zum Theil allotriomorph gegen den Biotit und den Feld-

Fig. 1.



Längs- und Querschnitte der Epidot-Allanit-Verwachsungen im Ilchestergranit. Vergrösserung 50.

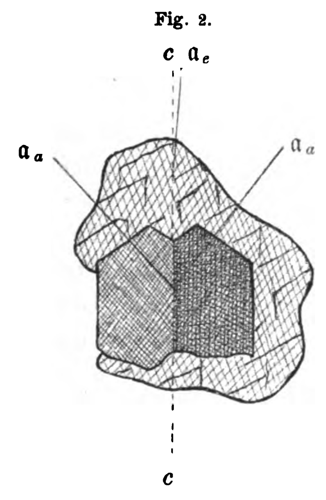
spath begrenzt. Die Farbe ist gelb bis hellgrün. Die Längsschnitte löschen gerade aus und besitzen hohe Licht- und Doppelbrechung. Die Interferenzfarben zwischen gekreuzten Nicols erreichen die der dritten oder vierten Ordnung, je nach der Dicke des Schliffes. Solche Längsschnitte lassen eine optische Axe oft am Rande des Gesichtsfeldes austreten und mit Sicherheit ist zu erkennen, dass die Ebene der optischen Axen senkrecht zur Längsrichtung, also senkrecht zur Orthodiagonale liegt. Der Axenwinkel scheint gross zu sein. Die Dispersion ist schwach mit $\rho > \upsilon$. Die Querschnitte des Minerals

sind durch $M(001)$, r $(\bar{1}01)$ und untergeordnetes $T(100)$ begrenzt und zeigen Spaltbarkeit unvollkommen nach M und weniger deutlich nach T. Der Winkel $M : T$ wurde zu 115° gemessen. Die Axe grösster Elasticität liegt im spitzen Winkel β, nur wenig schief zur verticalen Axe geneigt. Der Winkel $\mathfrak{a} : c$ beträgt 3° bis 3° 3′. Der Pleochroismus ist deutlich, und zwar: $\mathfrak{a}$ fast farblos, $\mathfrak{b}$ schwach strohgelb, $\mathfrak{c}$ zeisiggrün. Die Absorption wird ausgedrückt durch $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$. Durch Benutzung der Thoulet'schen Lösung wurde Epidot zusammen mit etwas Allanit und Titanit von den übrigen Gemengtheilen getrennt. Der Epidot liess sich in reinem Zustande nur durch sorgfältiges Auslesen mit der Lupe erhalten. Das specifische Gewicht einer 0·45 Gramm betragenden, auf diese Weise erhaltenen Menge des Epidots wurde mit dem Pyknometer zu 3·39 bestimmt. Der geologischen Landesanstalt der Vereinigten Staaten verdanke ich eine Analyse dieses Pulvers von Herrn Dr. W. F. Hillebrand, welcher mit besonderer Sorgfalt auf das Vorhandensein der seltenen Erden prüfte, ohne aber eine Spur derselben nachweisen zu können. Die Resultate folgen unter I. Thonerde wurde wegen der kleinen Menge des Analysenmaterials nur aus der Differenz bestimmt. Der Eisengehalt ist vielleicht zum Theil Eisenoxydul. Analyse II ist eine Analyse des Untersulzbacher Epidots von Ludwig. Betrachtet man die kleine Menge P_2O_5 in I als von eingeschlossenem Apatit herrührend und berechnet man den Mangan- und Magnesiagehalt mit dem Kalkgehalt zusammen, so erhält man aus Analyse I die Werte in III. Nimmt man weiter an, dass Epidot aus den zwei Molekülen $H_2Ca_4Al_6Si_6O_{26}$ und $H_2Ca_4Fe_6Si_6O_{26}$ besteht, so ist IV die Zusammensetzung einer Mischung aus $2H_2Ca_4Al_6Si_6O_{26} + H_2Ca_4Fe_6Si_6O_{26}$, welche III nahe steht.

	I.	II.	III.	IV.
SiO_2 . .	37·63	37·83	37·80	37·44
Al_2O_3 . .	20·86	22·63	20·95	22·61
Fe_2O_3 . .	15·29	15 02	15·36	14·79
FeO . . .		0·93		—
MnO . . .	0·31	—	—	—
CaO . . .	22·93	23·27	23·65	23·29
MgO . . .	0·31	—	—	—
H_2O . . .	2·23 Gl. V.	2·05	2·24	1·87
P_2O_5 . . .	0·44	—	—	—
	100·00	101·73	100·00	100·00

Die Längsschnitte des Allanits zeigen gerade Auslöschung und hohe Lichtbrechung, genau wie dies beim Epidot der Fall ist. Sie unterscheiden sich aber von diesem dadurch, dass die Doppelbrechung verhältnismässig niedrig ist, so dass die Interferenzfarben zwischen gekreuzten Nicols selbst bei bedeutender Dicke des Schliffes noch innerhalb der ersten Ordnung bleiben. Sie unterscheiden sich auch in auffallender Weise durch ihre tiefbraune Farbe und ausgezeichnete Zonarvertheilung derselben, welche beim Epidot ganz fehlt. Wenn nicht zu tief gefärbt, liefern solche Schnitte eine optische Axe, welche hohe Dispersion zeigt und erkennen lässt, dass die Axenebene senk-

Fig. 2.



Querschnitt eines nach *T* (100) verzwillingten Allanitkrystalls mit Epidotumhüllung.

recht zur Längsrichtung liegt. Der Axenwinkel ist wahrscheinlich gross. In Querschnitten ist eine schlechte Spaltbarkeit nach *r* wahrnehmbar und selten lässt sich Zwillingsbildung nach der Fläche *T* beobachten. Ein glücklicher zufälliger Querschnitt eines solchen Zwillings ist in Fig. 2 abgebildet. In diesem Schnitte, welcher ungefähr senkrecht zur Orthodiagonale liegt, hat der Allanitzwilling gleich grosse Auslöschung auf beiden Seiten der Zwillingsnaht. Die Axe der grössten Elasticität macht mit der Zwillingsnaht, also mit der verticalen Axe, einen Winkel von 36°. Der umhüllende Epidot ist ein einheitliches Individuum mit einer Auslöschungsrichtung, welche wenig schief zur Zwillingsnaht läuft. Der Winkel $\mathfrak{a}:c$ beträgt 3°.

Der Pleochroismus des Allanits ist stark, und zwar ist a schwach gelbbraun, b kastanienbraun und c dunkel grünlichbraun. Die Absorption ist c > b > a. Durch die Liebenswürdigkeit des Herrn Dr. Whitman Cross war ich in der Lage, die Dünnschliffe des Allanits vom Jen Mile Region in Colorado als Vergleichsmaterial benutzen zu können. Der Vergleich zeigt, dass die einzigen wahrnehmbaren Unterschiede in der tieferen Färbung des Coloradominerals und in der Paragenesis des Ilchester Allanits mit Epidot liegen. Diese Verwachsungen von Epidot und Allanit sind in dem Granitmassiv von Ilchester allenthalben verbreitet. [1]) Selten umschliesst der Allanit einzelne kleine Nadeln, die mit Wahrscheinlichkeit dem Apatit beigerechnet werden dürften; Blättchen von Biotit wurden einmal als Einschluss beobachtet.

Aller Wahrscheinlichkeit nach gehört der Allanit zu den älteren Ausscheidungen des Magmas. Einige Thatsachen und ganz besonders der gepresste Charakter des Granits sprechen für eine secundäre Entstehung des Epidots durch Druck, aber merkwürdigerweise fand Prof. Williams, dass der epidot-allanitreiche Woodstockgranit der Umgebung keine Spur von Kataklasstructur zeigt.

Meinen hochverehrten Lehrern, Herrn Professor Dr. George H. Williams von der Johns Hopkins-Universität zu Baltimore und Herrn Geheimen Bergrath Prof. Dr. H. Rosenbusch in Heidelberg bin ich zu tiefgefühltestem Danke verpflichtet.

Erst während des Druckes meiner Arbeit kam der Aufsatz von A. Lacroix, Contributions à l'étude des gneiss à pyroxène et des roches à wernerite (Bull. de la soc. franç. de minér. XII, Nr. 4, Avril 1889) zu meiner Kenntnis. Darin beschreibt der Verfasser ganz die gleichen Verwachsungen von Allanit und Epidot aus dem Pyroxen-Amphibolgneiss von Finisterre (pag. 138—139, Fig. 21), aus dem Pyroxen-Werneritgneiss des niederösterreichischen Waldviertels (pag. 157, Pl. I, Fig. 5), sowie aus dem Werneritgneiss von Oedegaarden in Norwegen (pag. 210) und vergleicht diese mit dem Vorkommnis von Ilchester. Er hält den Epidot für primär in allen von ihm beschriebenen Vorkommnissen.

[1]) Prof. Williams findet solche Epidot-Allanitverwachsungen in dem naheliegenden Granit von Ellicot City und Woodstock, aber nicht im weiter nach Süden liegenden Guilfordgranit.

II. Ueber den Senarmontit.

Von **R. Prendel** in Odessa.

(Mit Tafel I.)

Literatur.

Senarmont: Note sur l'antimoine oxydé naturel de forme octaëdrique. Ann. Chim.-phys. 1851, XXXI.

Des Cloizeaux: Mémoire sur l'emploi du microscope polarisant etc. 1864.

— Nouvelles recherches sur les propriétés optiques des cristaux. 1867.

P. Groth: Ueber die Isodimorphie der arsenigen und antimonigen Säure. Pogg. Ann. CXXXVII.

Grosse-Bohle: Ueber das optische Verhalten des Senarmontits etc. Zeitschr. für Kryst. 1881, Bd. V.

Unter den Mineralen, welche optische Anomalien zeigen, ist der Senarmontit am wenigsten untersucht worden, so dass die Frage nach dem Krystallsysteme dieses Minerals bis jetzt noch als ungelöst zu betrachten ist. Der Grund dieser Thatsache liegt zum Theile darin, dass gute Senarmontit-Krystalle in den Sammlungen sehr spärlich vertreten sind, zum Theile aber auch darin, dass die Herstellung dünner Platten aus diesem Minerale mit grossen Schwierigkeiten verknüpft ist. Die vollkommene Spaltbarkeit nach dem Oktaëder ist die Ursache, dass die Platten selbst bei sorgfältigster Behandlung zahlreiche Sprünge bekommen und dadurch zu optischen Untersuchungen unbrauchbar werden.

Wie aus der Literatur hervorgeht, haben diese beiden Umstände das eingehende Studium der Senarmontit-Krystalle mehr oder weniger verhindert und sie waren es auch, welche die Zahl meiner Präparate und Beobachtungen sehr beschränkten.

Unsere bisherigen Kenntnisse über den Senarmontit lassen sich nicht zu einem einheitlichen Bilde seines morphologischen und physikalischen Verhaltens zusammenfassen, da die bis jetzt angestellten Beobachtungen und deren Deutungen entweder ganz auseinandergingen oder schroff einander gegenüberstanden.

Herr Hofrath Tschermak, Director des mineralogisch-petrographischen Universitäts-Institutes zu Wien, lenkte meine Aufmerksamkeit zuerst auf diesen Gegenstand und stellte mir auch in

liebenswürdigster Weise vorzügliches Material zur Verfügung. Hierfür sowie für die mir zutheil gewordene Unterstützung bei Durchführung der folgenden Untersuchung sei ihm wärmstens gedankt.

Um wie viel die Frage nach dem Krystallsysteme des Senarmontit ihrer Lösung näher gebracht wurde, darüber möge im Folgenden berichtet werden.

Bevor ich aber zur Vorführung der beobachteten Thatsachen schreite, möchte ich noch erwähnen, dass die von mir untersuchten Krystalle von dem bekannten Fundorte der Senarmontite, nämlich von Sansa, Provinz Constantine in Algier, herstammten. Es waren theilweise lose, theilweise in mergeliges Gestein eingebettete Oktaëder, deren Flächen mehr oder weniger von den Kanten aus gegen die Mitte gebogen waren und eine sehr feine Riefung parallel den Kanten zeigten. In Folge dessen sah man an einigen Krystallen eine gut ausgeprägte Theilung der Oktaëderflächen in drei Sectoren, die von den Kanten zur Mitte der Flächen sehr schwach geneigt erschienen und so den Eindruck machten, als ob die Oktaëderflächen des Senarmontit sehr stumpfe dreiseitige Pyramiden darstellten Fig. 1).

Nicht immer sind aber die Riefensysteme in solch regelmässiger Weise ausgebildet. Man findet Oktaëderflächen, auf welchen die Riefen nach zwei Richtungen bedeutend überwiegen und endlich auch solche, wo die dritte Richtung gar nicht mehr vertreten ist.

Um das optische Verhalten der Senarmontit-Krystalle und ihren Bau studiren zu können, wurden von mir Schliffe parallel O, $\infty O \infty$ und ∞O verfertigt. Für jede Serie von Schliffen wurden Platten aus verschiedenen Tiefen der Krystalle verwendet.

Schliffe // O.

1. Ein dünnes Plättchen wurde von der Oberfläche // O abgespalten, mit der natürlichen Oberfläche auf den Objectträger aufgekittet, so dünn als möglich abgefeilt, dann geschliffen und endlich auf dem Tuche polirt. Ich erhielt bei solchem Verfahren eine dreiseitige Platte, deren Umrisse den Contouren der natürlichen Oktaëderfläche entsprachen und die nur an den Ecken ein wenig ausgebröckelt war. Einige feine Spalten durchsetzten das Präparat, aber sie störten die Beobachtungen im polarisirten Lichte nicht.

Im parallelen polarisirten Lichte betrachtet zeigt eine solche Platte grelle Polarisationsfarben höherer Ordnungen und eine Theilung in drei Sectoren, deren Grenzlinien von den Ecken der dreiseitigen Platte nach der Mitte verlaufen (Fig. 2). In jedem dieser drei Sectoren stehen die Auslöschungsrichtungen parallel und senkrecht zu den Umgrenzungslinien der Oktaëderfläche, also ganz so, wie es Herr Grosse-Bohle angibt.[1]) Beim Drehen einer solchen Platte in der Horizontalebene und bei Anwendung von stärkeren Vergrösserungen bemerkt man, dass jeder Sector aus sehr dünnen Lamellen zusammengesetzt ist, welche parallel den Grenzlinien der Sectoren verlaufen (Fig. 2). An einigen Präparaten sah ich sehr deutlich, dass mehrere dieser Lamellen in Zwillingsstellung zu einander stehen, und dies ist wahrscheinlich der Grund, dass einige Platten keine vollständige Auslöschung zeigen, was auch Herr Grosse-Bohle erwähnt, der aber Ueberlagerungen anzunehmen geneigt ist. Ich will keineswegs behaupten, dass in allen Fällen die unvollständige Auslöschung hier ausschliesslich von dieser Zwillingslamellirung herrührt, aber in meinen Präparaten war es der Fall, da das weitere Abschleifen des Plättchens keine Veränderung im Gesammtbilde hervorrief.

Im convergenten polarisirten Lichte betrachtet, zeigte die Platte keine Interferenzfiguren, was mit den Beobachtungen des Herrn Des-Cloizeaux im Widerspruche steht.[2])

2. Aus der Mitte des Krystalls entnommene sechseckige Platten zeigten alle im parallelen polarisirten Lichte eine Theilung in sechs Sectoren, deren Grenzlinien von der Mitte der Seiten des sechsseitigen Umrisses gegen das Centrum verliefen. Die gegenseitigen Begrenzungen der Sectoren waren in einzelnen Fällen mehr oder minder deutlich ausgeprägt und parallel diesen Grenzlinien lagen die obenerwähnten Lamellen, obwohl es mir hier nicht gelang, den Verlauf der einzelnen Gruppen so schön wie im vorigen Falle zu verfolgen. Die Präparate hatten im allgemeinen ein mehr oder weniger scheckiges Aussehen und bereiteten daher der bildlichen Darstellung grosse Schwierigkeiten. Ausser einigen kleinen Partien innerhalb der Sectoren, welche unregelmässig begrenzt waren und inselartig erschienen, lagen in dem grössten Theile der Sectoren die Aus-

---

[1]) Grosse-Bohle, l. c. pag. 224.

[2]) Des-Cloizeaux, Mém. sur l'emploi du microscope polarisant etc., pag. 24.

löschungsrichtungen so, dass je eine von ihnen den Winkel des Sechsecks halbirte; dadurch wurde gleichzeitige Auslöschung in zwei gegenüberliegenden Sectoren hervorgerufen.

Schliffe $//\infty O \infty$.

3. Eine Platte parallel der Würfelfläche sehr nahe an der Ecke dem Senarmontit-Oktaëder entnommen, zeigte im polarisirten Lichte eine Theilung in fünf ungleichgrosse Theile (Fig. 3). Die vier grösseren Theile lagen an den Ecken der quadratischen Umrandung der Platte und ihre Grenzlinien gingen den Seiten des Quadrates parallel. Der fünfte Theil — viel kleiner als die übrigen — bildete ein dreieckiges Feldchen, das vom Rande der Platte zwischen zwei grössere Felder hineinragte. Die Platte zeigte eine schwache Doppelbrechung; doch konnte man deutlich genug erkennen, dass die Auslöschungsrichtungen in den grösseren Feldern parallel den Diagonalen des quadratischen Umrisses der Platte liegen; im kleinen dreieckigen Theile aber erfolgt die Auslöschung diesen Umrissen parallel. Hier und da bemerkt man eine gut ausgeprägte Lamellirung, parallel den Rändern des viereckigen Durchschnittes. Der schwachen Doppelbrechung wegen treten aber die Lamellen nicht besonders scharf hervor. Im convergenten polarisirten Lichte sieht man bei genügend grossem Gesichtsfelde den Austritt einer optischen Axe und sogar den inneren Theil der ersten Lemniscate. Die Axe ist stark zur Würfelfläche geneigt (in der Richtung zur Würfelkante hin) und nach der Färbung der Hyperbel zu urtheilen ist die Dispersion der Axen $\rho < v$.

4. Eine Platte, dem Inneren des Krystalles (approximativ aus der Mitte) entnommen, zeigte im Orthoskope eine Theilung in vier Sectoren (Fig. 4), deren Grenzen hier parallel den Diagonalen des viereckigen Schnittes verliefen. Parallel diesen trat eine feine Lamellirung hervor, die besonders gut zu beobachten war, wenn die Nicol-Hauptschnitte parallel diesen Grenzenlinien eingestellt waren. Die Auslöschungsrichtungen stehen in allen vier Sectoren senkrecht zu den Seiten des viereckigen Schnittes. Im convergenten polarisirten Lichte sieht man hier auch eine Hyperbel hervortreten, und zwar an den Rändern des Gesichtsfeldes.

Schliffe $//\infty O$.

5. Eine Platte parallel der Rhombendodekaëder-Fläche geschliffen (sehr nahe an der Oktaëderkante des Krystalls) zeigte, im Orthoskope betrachtet, ein gewissermassen einheitliches Bild. Das Präparat erschien als ein schmales sechsseitiges Leistchen, das keine Theilung in Sectoren besass; nur an den Enden konnte man kleine unregelmässig begrenzte Partien bemerken, die sich durch ihr Verhalten gegen das polarisirte Licht von den anderen Theilen des Schliffes unterschieden (Fig. 5). Während nämlich das grosse mittlere Stück parallel und senkrecht zu der Längsrichtung des Präparates das Licht auslöschte, zeigten diese kleinen Partien Auslöschungsrichtungen, die gegen die ersterwähnten um 45° gedreht erschienen. Auf dieser Platte konnte ich die Lamellirung besonders gut beobachten und die Richtung der einzelnen Lamellen verfolgen. Sie lagen im mittleren Stücke so, dass sie einen Winkel von circa 34—35° (resp. 145—146°) mit der Längsrichtung des Schliffes bildeten. Einige von diesen Lamellen befanden sich in Zwillingsstellung zu einander. Im convergenten polarisirten Lichte sieht man deutlich eine optische Axe austreten, deren Abweichung von der Normalen auf die Ebene des Schliffes eine geringere zu sein scheint, als es in den Schnitten parallel der Würfelfläche der Fall war.

6. Ein Schliff aus der Mitte des Krystalls entnommen und gleich dem vorigen orientirt, zeigte einen complicirteren Bau. Im Orthoskope betrachtet, erschien er in fünf unregelmässig begrenzte Partien getheilt (Fig. 6). Das mittlere Stück löschte das Licht parallel und senkrecht zu der Längsrichtung des Präparates aus, in den Seitenstücken (die durch feine Linien von einander getrennt waren) trat die Auslöschung dann ein, wenn die Nicolhauptschnitte einen Winkel von 45° mit der Längsrichtung bildeten.

Es ist mir nicht gelungen Präparate mit einheitlicher Auslöschung herzustellen, weil die Lamellirung hier mehr oder weniger unregelmässig erschien und bei der Dunkelstellung doch immer einige Stellen hell blieben.

Eine zur Oktaëderkante parallel verlaufende Trennungsnaht konnte — im Widerspruche mit den Beobachtungen des Herrn Dr. Grosse-Bohle[1]) — an keinem meiner Präparate wahrgenommen

---

[1]) l. c. pag. 228.

werden. Einmal sah ich unter Anwendung einer stärkeren Vergrösserung eine schmale, theilweise wellig gekrümmte Lamelle mit gerader Auslöschung, die im ersten Momente, bei schwacher Vergrösserung auf mich den Eindruck einer Trennungsnaht gemacht hatte. Die Lamelle verjüngte sich an einem Ende und keilte sich am anderen ganz aus.

Wenn wir die vorgeführten Thatsachen überblicken, so gelangen wir zu folgender Vorstellung von dem Aufbaue der Senarmontit-Krystalle:

Jedes Oktaëder ist ein Durchdringungszwilling von sechs rhombischen Individuen, deren Anordnung aus der Fig. 7 zu entnehmen ist, in welcher die zu einem Individuum gehörigen Oberflächen-Elemente mit gleichen Ziffern bezeichnet sind.

Der Antheil an der Bildung des Oktaëders, der dem Individuum 1 zukommt, ist in Fig. 8 dargestellt. Die mit *k* bezeichneten Flächen sind Krystallflächen und entsprechen den Oktaëderflächen, während die mit *s* bezeichneten Ebenen durch den gegenseitigen Schnitt hervorgebracht sind. Jede derselben ist zugleich Symmetrieebene für zwei benachbarte Individuen, d. h. also, sie ist Zwillingsebene. Die Lage der Zwillingsebene entspricht, auf das tesserale Axenkreuz bezogen, einer Rhombendodekaëderfläche.

Denkt man sich die Flächen *k* erweitert bis sie sich schneiden, so erhält man einen prismatischen Körper, dessen endliche Parameter sich verhalten wie $1 : \frac{1}{2}\sqrt{2}$. Wird dieses Prisma als Brachydoma genommen, dann erhalten in der Neuaufstellung die Flächen des Rhombendodekaëders die Lage von Pyramiden-, beziehungsweise Pinakoidflächen. Als Zwillingsebene fungirt stets eine Pyramidenfläche. Mit Rücksicht auf die Erfahrungsthatsache, dass die Zwillingsebene in der Regel eine Fläche mit einfachen Indices ist, empfiehlt es sich, die Pyramide als Grundpyramide (111) anzunehmen. Ihr Axenverhältnis ist $\sqrt{2} : 1 : \sqrt{2}$. Dem Doma kommt dann das Zeichen (012) zu.

Wollte man eines der sechs Individuen, die in dem Pseudo-Oktaëder enthalten sind, darstellen, so muss man berücksichtigen, dass ein Doma als offene Form allein nicht auftreten kann. Das Nächstliegende ist, das Doma mit der Grundpyramide in Combination zu denken. Auf diese Weise gelangt man zu einer idealen Form

der einfachen Senarmontit-Krystalle, wie sie in Fig. 9 dargestellt erscheint. Wir dürfen jedoch nicht vergessen, dass wir erstens noch nie Senarmontite in anderer als in Oktaëderform gefunden haben, und zweitens, dass an den Zwillingen (Pseudo-Oktaëdern) nur die Domenflächen als Krystallflächen auftreten. Die Construction einer einfachen Form bleibt also immer ein gewagtes Unternehmen von zweifelhaftem Werte.

Entsprechend der Spaltbarkeit nach dem Oktaëder müssen wir dem einfachen Krystalle eine solche nach dem Brachydoma zuerkennen.

In der Vereinigung verhalten sich die einzelnen Individuen so, wie dies bei Zwillingen überhaupt der Fall ist: die Individuen sind meist nicht gleichmässig entwickelt; eines breitet sich auf Kosten des anderen aus, ein Individuum setzt sich in das andere hinein fort.

Mit Zugrundelegung der im Vorstehenden entwickelten Ansicht lassen sich die Erscheinungen in völlig ungezwungener Weise erklären. Es wird sich auch zeigen, dass unsere Erklärung mit den durch frühere Forschungen bekannt gewordenen Thatsachen nicht nur nicht im Widerspruche steht, sondern vielmehr geeignet erscheint, früher dunkel gebliebene Punkte aufzuhellen.

Wenn wir durch einen gemäss unserer Anschauung gebauten Sechsling einen Schnitt parallel der Oktaëderfläche, u. zw. ziemlich nahe der Oberfläche führen, so trifft derselbe drei Individuen, deren Trennungslinien von den Eckpunkten des Dreiecks zum Mittelpunkte verlaufen. Die Auslöschungsrichtungen sind parallel und senkrecht zu den Dreiecksseiten gerichtet.

Ein etwas tiefer geführter Schnitt trifft alle sechs Individuen, wie dies die Fig. 10 zeigt. Je mehr sich der Schnitt dem Mittelpunkte der Zwillingsbildung nähert, desto kleiner werden die centralen Partien (Antheile der Individuen 1, 2, 6) und der Schnitt enthält schliesslich, wenn er durch den Mittelpunkt geht, nur mehr die Individuen 3, 4, 5 (Fig. 11).

Bestimmt man theoretisch die Lage der Auslöschungsrichtungen, so findet man, dass die eine derselben den Winkel des Sechsecks halbirt; die zweite steht senkrecht darauf. Die Forderungen der Theorie decken sich also vollständig mit den beobachteten Thatsachen.

Platten, parallel zur Hexaëderfläche, müssen folgenden Bau aufweisen: Schneidet man nahe an der Ecke, so erhält man einen quadratischen Schnitt, in welchem vier Individuen (z. B. 1, 2, 3, 4) vertreten sind, deren Trennungslinien parallel den Seiten des Quadrates verlaufen. Die Auslöschungsrichtungen stehen diagonal. Ein tiefer geführter Schnitt geht sowohl durch die vorgenannten Individuen, als auch durch 5 und 6, deren Antheile in der Mitte der Quadratseiten in Form kleiner, dreieckiger Felder zum Vorschein kommen, in denen die Auslöschung parallel den Quadratseiten erfolgt, während der übrige Theil der Platte die vorhin erwähnte Auslöschung beibehält. In der Fig. 3 ist ein Schnitt dargestellt, an dem sich ein solches Feldchen befindet. Obzwar nun jener Schnitt als „nahe an der Ecke“ geführt bezeichnet wurde, so können wir denselben doch als Beweis für die Richtigkeit der vorgeführten Anschauung betrachten, wenn wir uns dessen erinnern, was pag. 8 über die Streifung der Flächen und die dadurch angezeigte Entwicklung der Individuen (pag. 13) gesagt wurde.

Ein Schnitt durch den Mittelpunkt des Zwillings trifft zwei Individuen (z. B. 5 und 6, Fig. 7) und zeigt gleichfalls Quadratform. Ein wesentlicher Unterschied gegen die oben besprochenen Schnitte liegt darin, dass die Trennungslinien der Individuen jetzt parallel den Diagonalen verlaufen.

Diese Forderungen der Theorie entsprechen völlig den Beobachtungen an den Präparaten 3 und 4.

Die complicirtesten Erscheinungen bieten die Platten, welche parallel den Rhombendodekaëderflächen geschnitten werden. Nahe an der Kante dem Oktaëder entnommen, müsste eine Platte das durch die Fig. 12 wiedergegebene Bild zeigen. Je tiefer der Schnitt geführt wird, desto mehr rücken die Antheile von 5 und 6 gegen die Mitte vor, desto schmäler wird 1. Die theoretisch bestimmten Auslöschungen sind in der Figur angegeben.

Fig. 5 zeigt ein Präparat mit gerader Auslöschung im mittleren Theile und schiefer Auslöschung an den Enden. Das Fehlen des kleinen Feldes mit gerader Auslöschung kann genügend erklärt werden durch die schon wiederholt erwähnte ungleichmässige Entwicklung der einzelnen Individuen, sowie durch den Verlust randlicher Partien beim Schleifen. Eine Trennungslinie konnte in den diagonal auslöschenden Theilen nicht beobachtet werden. Fig. 6,

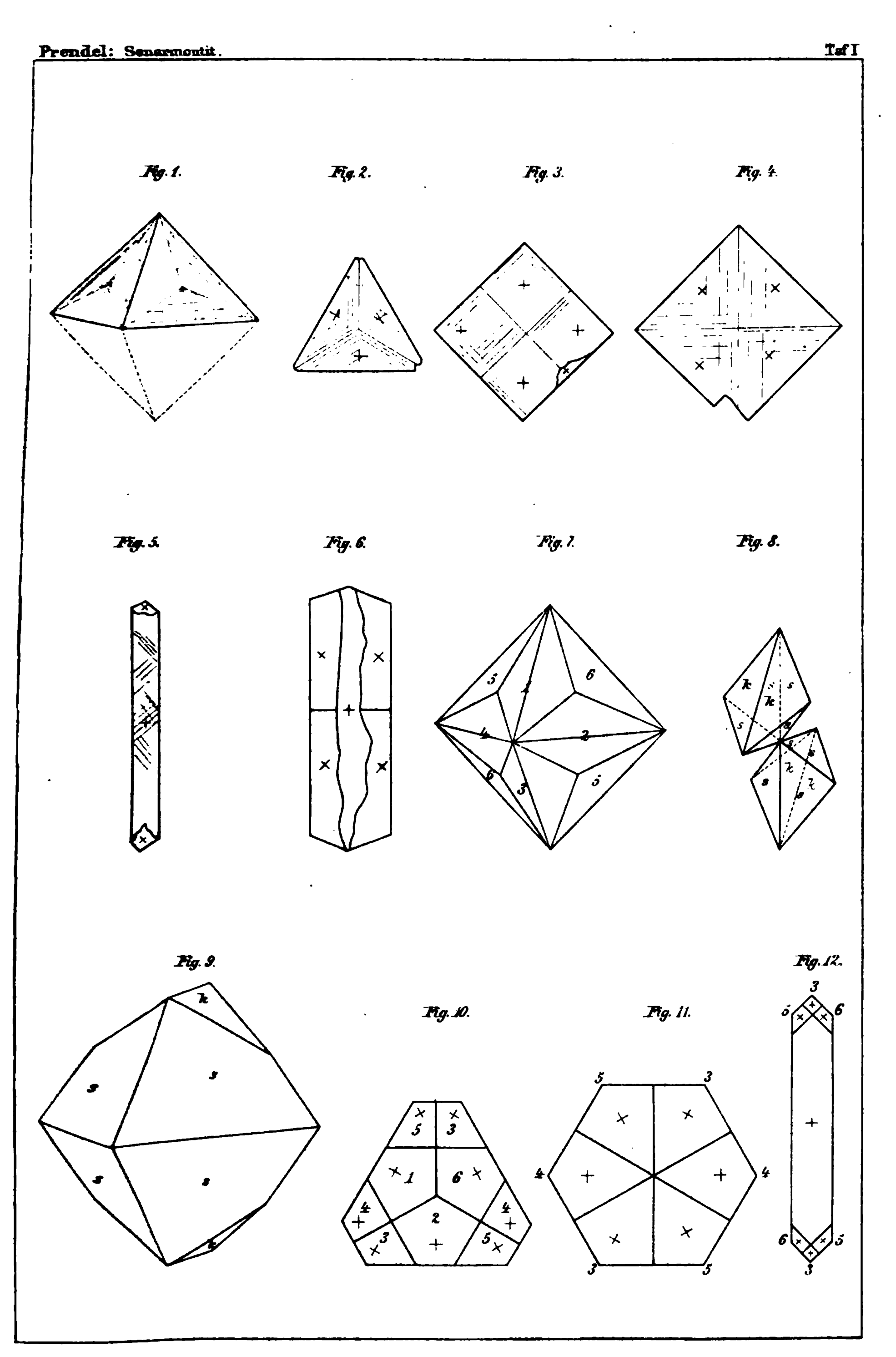
welche einen tieferen Schnitt vorstellt, zeigt gleichfalls eine gute Uebereinstimmung mit den Forderungen der Theorie.

Die sechs Individuen, welche durch ihre Verwachsung das Pseudo-Oktaëder liefern, sind aber selbst wieder ziemlich complicirt gebaut, wie die bei Vorführung der einzelnen Schnitte erwähnte Lamellirung beweist. Der Austritt der Axen auf den Plättchen parallel zur Würfelfläche, der auf pag. 10 näher beschrieben wurde, deutet darauf hin, dass wir es mit einem Axenwinkel zu thun haben, der nahe an 90° ist. Die diesbezüglichen Verhältnisse wurden bereits von Mallard in seiner „Explication des phénomènes optiques anomaux“ (pag. 56) besprochen.

Wegen der Aehnlichkeit, die der Senarmontit in seinem Aufbaue mit dem Boracit zeigt, schien es mir von Interesse zu sein, sein Verhalten bei der Erwärmung zu untersuchen. Die diesbezüglichen Versuche wurden von mir im Laboratorium des Herrn Professors Groth in München ausgeführt und es stellte sich dabei heraus, dass beim Erwärmen einer parallel zur Oktaëderfläche geschnittenen Platte im Des-Cloizeaux'schen Erwärmungsapparate bis zur Temperatur von 360° C. der grösste Theil der Platte keine bemerkbare Aenderung der Doppelbrechung zeigte; nur einige winzige, zerstreutliegende Partien wurden schon bei 175° C. einfachbrechend. Nach dem Erkalten kehrte wieder eine schwache Doppelbrechung zurück. Demnach wären diese Partien als Einschlüsse oder eher als Beimischungen anzusehen.

Erklärung der Tafel I.

Fig. 1. Ein Senarmontitkrystall mit gut und regelmässig ausgebildeter Riefung der Flächen. Die untere Hälfte des Krystalls steckt im Gesteine. (Nach einem in der Sammlung des mineral.-petrogr. Univ.-Institutes zu Wien befindlichen Exemplare gezeichnet.)
„ 2. Ein Schliff parallel zu einer Oktaëderfläche, nahe an der Oberfläche entnommen.
„ 3. Ein Schliff parallel der Würfelfläche, nahe an der Ecke.
„ 4. Parallel $\infty O \infty$, aus der Mitte des Sechslings.
„ 5 und 6. Parallel ∞O aus verschiedenen Tiefen.
„ 7. Anordnung der Einzelindividuen im Sechslinge.
„ 8. Antheil des Individuums 1.
„ 9. Ideale Form eines Senarmontit-Individuums.
„ 10 und 11. Theoretische Schnitte parallel O. Die Nummerirung der Individuen bezieht sich auf Fig. 7.
„ 12. Ein theoretischer Schnitt parallel der Rhombendodekaëderfläche.



Verlag von Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

III. Die Lamprophyre und Melaphyre des Plauen'schen Grundes bei Dresden.

Von **Bruno Doss.**

(Mit Tafel II [geol. Karte] und III.)

Der wegen seiner romantischen Schönheiten hervorragende und mit Recht viel gepriesene Plauen'sche Grund bei Dresden ist einem jeden Geologen dadurch bekannt, dass hier das Prototyp desjenigen Gesteins auftritt, an dem durch Werner zum ersten Male die Unterscheidung zwischen Granit und Syenit durchgeführt wurde. Verdient schon infolge dieses Umstandes die Gegend ein erhöhtes Interesse, so ist dies in noch grösserem Maasse der Fall wegen der verschiedenen, den Syenit gangförmig durchsetzenden Eruptivgesteine. Ein Theil derselben, die granitischen Gänge, haben eine gewisse Berühmtheit erlangt wegen des Vorkommens interessanter Minerale wie Orthit, Malakon, Scheelit, Turmalin etc. in dem pegmatitischen Gesteine. Andere, und zwar die am linken Ufer der Weisseritz gegenüber der Königsmühle anstehenden Gänge sind zu einer wahrhaft classischen Localität geworden, insofern als eine grosse Reihe bedeutender Geognosten von jenen Tagen an, da die Geologie durch die Freiberger Schule einen epochemachenden Aufschwung erhielt bis in die jüngst vergangenen Zeiten hinein, sich mit denselben beschäftigt und ihr Interesse ihnen immer wieder zugewendet hat. Dass im Laufe eines Säculums die Ansichten über die Natur dieses Ganggesteines sich geändert haben, kann nicht überraschen; haben doch manche Namen, mit denen es späterhin belegt worden ist, zu jener Zeit noch nicht existirt, als bereits Controversen über dasselbe gepflogen wurden. Von neueren Autoren wird es der Mehrzahl nach dem Melaphyr zugerechnet.

Lange Zeit blieb diese Localität der einzige Aufschlusspunkt, an dem der Syenit von jüngeren Eruptivmassen, von den granitischen Gängen abgesehen, durchsetzt wurde, oder richtiger, es war die einzige Stelle, welche eine allgemeinere Beachtung fand. Der tiefere Einzug der Industrie in das enge Weisseritzthal hatte zahlreiche Felssprengungen zur Folge, und hierdurch war bald ein besserer

Einblick in das Innere des Gebirges möglich geworden; man gelangte zu der Erkenntnis, dass das Syenitgebiet von zahlreichen Gängen durchschwärmt sein müsse. So wurde im Jahre 1857 bei der Anlegung eines für die „Felsenkellerbrauerei“ bestimmten Tunnels ein gangartiges Gestein blossgelegt, welches mit jenem gegenüber der Königsmühle identisch gewesen sein soll. Leider ist genannte Stelle infolge der Vermauerung dem Auge des heutigen Geologen entzogen. Man wird hierfür aber in bester Weise entschädigt durch das Auftreten fremder Eruptivmassen in den vor ca. 20 Jahren angelegten, zur Zeit wieder aufgelassenen städtischen Syenitbrüchen am linken Weisseritzufer direct oberhalb der Gasanstalt zu Plauen. Es sind lamprophyrische Gesteine, die uns hier entgegentreten.

Nimmt man seinen Weg von der Gasanstalt Plauen aus am linken Ufer der Weisseritz aufwärts, so erblickt man zwischen genanntem Etablissement und dem folgenden Bruchhaus am Bachgelände Syenitfelsen, die hier, aus den weiter nördlich sie überdeckenden Schichten der Kreideformation und des Quartärs heraustretend, sich zum ersten Male dem von Dresden kommenden Wanderer enthüllen. An dieser Stelle befand sich auch das erste Lamprophyr-Vorkommnis in Gestalt eines ca. 10 Centimeter mächtigen Ganges. Es ist zur Zeit nicht mehr sichtbar. Eine Probe hiervon, welche im kgl. geologischen Museum aufbewahrt wird, hatte Herr Geh. Hofrath Prof. Dr. Geinitz die Güte, mir zur Untersuchung zu überlassen. Das Gestein schliesst sich völlig den sogleich folgenden anderen Lamprophyren an. Verfolgt man nämlich den Fahrweg weiter, so gelangt man zum ersten Steinbruche, woselbst im Hintergrunde und an der Südflanke Lamprophyrgänge auftreten. Nur eine kurze Strecke bewachsenen Geländes trennt uns vom zweiten Bruche, der sich am besten zum Studium des genannten Eruptivgesteines eignet. An seiner Nordflanke zählen wir auf der Strecke von 12 Metern, dicht neben einander geschaart, nicht weniger als 5 Gänge von Lamprophyr das Syenitgebirge durchbrechend. Auf der beigegebenen geologischen Karte im Maassstabe von 1 : 25000 (Taf. II) war es nur möglich, dieselben als einen Gangzug zusammenzufassen. Auf dem Ausschnitt 1 : 5000 sind sie zwar auseinandergehalten, ohne dass aber ihre Mächtigkeit in relativem Maassstabe zum Ausdruck hätte gelangen können. Weiter südlich steht eine steile Wand an, die sich durch ihre dunkle Farbe schon vom helleren Syenit abhebt. Sie stellt einen, resp. zwei in

der Streichrichtung entblösste Gänge dar, von denen wahrscheinlich das eine Salband sichtbar ist. Im weiteren Verlaufe des Bruches tritt uns noch der mächtigste Lamprophyrgang entgegen, der nach kurzer Unterbrechung noch einmal in seiner Streichrichtung sichtbar wird.

Alle diese Ganggesteine gehören im speciellen der Minette an; ihre Streichrichtung ist eine ungefähr nordsüdliche, geht also dem Weisseritzbette und zugleich einer der Hauptkluftrichtungen im Syenitgebirge parallel. Im allgemeinen schwankt sie zwischen N 20° O und N 10° W. Zuweilen kann man aber auch beobachten, dass die Streichrichtung plötzlich umspringt; so verlässt z. B. im 1. Bruche der Gang die N 10° O verlaufende Hauptkluftrichtung des Syenits und biegt sich in eine zweite, auch sehr ausgeprägte N 45° W streichende Kluftrichtung um. Die Gänge stehen saiger an, mit geringen Abweichungen nach beiden Seiten (bis 15°). Oefters zeigen sie Verwerfungen; mehrere derselben sind z. B. an dem mittleren Gange an der nördlichen Seite des zweiten Bruches gut zu beobachten. Die Mächtigkeit schwankt ganz beträchtlich; sie sinkt bis 0·02 Meter herab und steigt bis 2 Meter.

Folgen wir der Weisseritz flussaufwärts, so verschwinden, bevor diese die Krümmung nach SOS einschlägt, die Lamprophyrgänge im Syenitgebirge. Am Eisenbahntunnel bei der Haltestelle Plauen angelangt, treten uns aber nun jene schon oben erwähnten beiden Melaphyrgänge entgegen. Infolge dünner Kalküberkrustungen auf Kluftflächen heben sie sich in ihren höheren Partien scharf vom Syenit ab. Der Aufschluss hat sie einerseits quer zur Streichrichtung durchschnitten (im eingestellten Steinbruch), andererseits das Salband des einen Ganges entblösst (am Bahnanschnitt). Sie setzen bis hinter die Tunnelvermauerung fort. Der westliche 1 Meter mächtige Gang streicht N 40° O, der andere, $^1/_2$ Meter mächtig, N 70° O; sie fallen beide unter 85° nach NW, resp. WNW ein. Der östliche lässt in ungefähr halber Höhe eine Verwerfung erkennen; der westliche gabelt sich. Am entgegengesetzten Thalgehänge trifft man im Walde oberhalb des „Eiswurms Lager“ fernerhin einen Gang eines ausserordentlich stark zersetzten Gesteines an; er streicht N 8° O und fällt unter 65° nach W ein. Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt 1 Meter; doch ist es höchst wahrscheinlich, dass sie 2—3 Meter nach dem Gebirge hinein beträgt, da die den Gang östlich begrenzende

Thalfurche wohl nur infolge der leichteren Verwitterung des Gesteines im Gegensatz zum Syenit entstanden ist. Die mikroskopische Untersuchung lehrt, das besagtes Ganggestein mit dem Melaphyr gegenüber der Königsmühle identisch ist und nur infolge der Waldvegetation in der Verwitterung viel weiter vorgeschritten ist als jener.

Verfolgen wir die nach Potschappel führende Chaussée im Thale weiter und biegen nach Passirung der Steinbrüche unterhalb der Begerburg auf die in diesem Jahre neu erbaute, nach Döltzschen hinauf führende Strasse rechts ab, bis wir zu der scharfen Krümmung derselben gelangen, so kommen wir wiederum zu einem Lamprophyrvorkommnis. Es durchschnitt hier ein nordsüdlich streichender Gang den Syenit. Zur Zeit steht nur noch ein kleiner Rest des Salbandes an, der bei der ungemein starken Zersetzung des Syenites an dieser Stelle (derselbe löst sich in senkrechten Schalen leicht ab) vielleicht auch bald verschwinden dürfte. Nach der Angabe der Steinbrecher betrug die Gesammtmächtigkeit des Ganges ca. $^1/_2$ Meter.

Wir kehren auf die Chaussée zurück und treffen bald, 115 Meter oberhalb des nach der Garnisonmühle hinüberführenden Eisenbahnüberganges, am linken Ufer der Weisseritz, einen 25—30 Centimeter mächtigen, N 10° W streichenden und unter 80° nach W einfallenden Lamprophyrgang an, sowie 25 Meter weiter einen zweiten, $1^1/_3$ Meter mächtigen, N 23° O streichenden und saiger bis 80° nach WNW einfallenden Gang desselben Gesteines. Der erstere ist noch auf eine grosse Strecke den bebuschten Abhang hinauf verfolgbar und wechselt seine Streichrichtung nicht. Sie gehören nebst dem Vorkommnis an der Döltzschener Strasse im speciellen dem Kersantit zu und lassen diese ihre andere Zusammensetzung, wie später ausführlicher zu erörtern, schon makroskopisch in der anderen Endzielen zuführenden Zersetzung erkennen.

Hiermit schliesst die Zahl der mir bekannt gewordenen Lamprophyr- und Melaphyr-Vorkommnisse im Syenitgebiete des Plauen'schen Grundes ab; es ist jedoch gar nicht unmöglich, ja vielmehr höchst wahrscheinlich, dass sich noch mancherorts ähnliche Gänge verstecken. Die buschige Bewachsung oder theilweise Unzugänglichkeit der steilen Abhänge einerseits, die oft nur sehr geringe Mächtigkeit der Gänge andererseits lassen deren Existenz leicht übersehen, wozu noch kommt, dass mit dem vordringenden, ausge-

dehnten Steinbruchsbetrieb täglich die Möglichkeit gegeben ist, dass in der Tiefe versteckte Gänge zum Vorschein kommen.[1])

Zusammensetzung und Structur der Lamprophyre.

Ueber die Natur des oberhalb der Gasanstalt anstehenden Ganggesteines liegen in der Literatur keine Angaben vor, über dasjenige bei der Garnisonmühle nur zwei kurze Notizen älterer Geognosten. Tauber[2]) erwähnt es als „berggrünes Hornblendegestein" und Pötzsch[3]) als ein „mit Kalk gemischtes, wakenartiges Gestein". Die Angabe Möhl's[4]), dass das Ganggestein des Plauen'schen Grundes Minette sei, bezieht sich zufolge seiner Beschreibung auf die gegenüber der Königsmühle anstehenden zwei altbekannten Melaphyrgänge.

Beschäftigen wir uns zunächst mit der Structur und Zusammensetzung der Minette, wie sie in den Brüchen oberhalb der Gasanstalt

---

[1]) Naumann (Erläuterungen zu Sect. X der geognost. Charte des Königreichs Sachsen. 1845, pag. 207) gibt das Vorkommen eines kleinen, sehr schmalen, nicht deutlich entblössten Ganges von „blauem Porphyr" am Fusssteige vom Forsthause nach der Krähenhütte (jetziger „Felsenkeller-Bastei") an. Verfasser vermochte ihn nicht aufzufinden. Nicht ausgeschlossen ist, dass ein durch den nachfolgenden Bahnbau beseitigtes Lamprophyrvorkommnis vorgelegen hat, während für Porphyr bei dem Mangel jedweden Analogons im Syenitgebirge wenig spricht. Auf Grund der Angabe, dass der „Porphyr viele Syenitfragmente eingeschlossen habe", ist es aber dem Verfasser am wahrscheinlichsten, dass nur eine Syenitreibungsbreccie, wie sie besonders im nördlichen Theile des Plauen'schen Grundes zur Zeit an vielen Stellen und insbesondere auch an jenem Fusswege zu beobachten sind, gemeint ist. Diese Breccien bestehen aus Bruchstücken von Syenit, die durch eine oft völlig dicht erscheinende, braune bis schwarze Masse verbunden werden. Diese letztere führte vor Jahrzehnten ausgezeichnete Beobachter zu der Meinung, dass es in feine Adern verzweigte Eruptivmasse (Melaphyr oder Porphyr) sei. Die mikroskopische Analyse ergibt aber, dass die homogen erscheinende Masse sich aus einem sehr feinen Zerreibsel syenitischer Gemengtheile zusammensetzt.

[2]) Mineralog. Beschreibung des Plauischen Grundes bis Tharand. In Becker's: Der Plauische Grund bei Dresden. Nürnberg 1799, pag. 12.

[3]) Bemerkungen und Beobachtungen über das Vorkommen des Granits in geschichteten Lagen und Bänken etc., wie auch über den Syenit etc. Dresden 1803, pag. 336.

[4]) Das Ganggestein des Plauen'schen Grundes ist Minette. N. Jahrb. f. Mineral. 1875, pag. 176.

auftritt. Sie erscheint als mittel- bis feinkörniges und dichtes Gestein von verschiedenen Farben (röthlich- bis schwarzgrau, dunkelbraunroth, braunschwarz, licht- bis dunkelgrün). Bei den gröberkrystallinischen Varietäten erkennt man makroskopisch 1—2 Millimeter grosse, schwarze Biotitblättchen, kleine röthliche Feldspathkörner ohne jede krystallographische Begrenzung und kleine unregelmässige Partien eines grünlichen Amphibol- resp. Chloritminerales. Die Glimmerblättchen können in Ausnahmsfällen bis zu 1 Centimeter grossen Einsprenglingen heranwachsen. Bei beginnender Zersetzung nehmen sie entweder unter Beibehaltung ihres hohen Glanzes eine messinggelbe oder unter Verlust des Glanzes eine tombakbraune Farbe an. Der Orthoklas tritt am Handstück nicht in der Weise hervor, wie es seiner Massenbetheiligung eigentlich zukommen sollte. Einen besseren Einblick in das quantitative Verhältnis seiner Antheilnahme an der Zusammensetzung des Gesteines gewinnt man an angeschliffenen Stücken. Zuweilen erscheint er auch in aderförmigen Anreicherungen. Die Betheiligung der grünen Substanzen an dem Aufbau der Lamprophyre schwankt zwischen erheblichen Grenzen; sie können in nur sehr geringer Menge sichtbar sein, andererseits aber auch derart überhandnehmen, besonders bei vorwiegender Hornblende, dass sie in dem im übrigen noch zähen, nicht schabbar weichen Gestein als zahlreiche porphyrartige grüne Flecken hervortreten oder geradezu dem ganzen Gestein eine grüne Farbe verleihen.

Das ist so ziemlich Alles, was man an den eigentlichen Gemengtheilen der Minette mit blossem Auge erkennen kann. Die mikroskopische Untersuchung ergibt, dass neben Orthoklas auch Plagioklas und Mikroperthit vorkommt, dass ferner Augit, Pseudomorphosen von Hornblende, Talk, Serpentin, Quarz etc. nach Olivin, sodann Apatit, Magnetit, titanhaltiges Magneteisen, Titanit, Rutil, Zirkon, Spinelle, Hämatit und Limonit, Epidot, Chlorit und Carbonate auftreten.

Auch Fremdlinge gewahrt man nicht selten: Körner von Orthoklas und Quarz, die aus dem Syenit oder anderen Gesteinen stammen und bei der Eruption des Lamprophyrs abgesprengt und eingehüllt worden sind. Durch ihre gerundete Form, ihre relativ bedeutende Grösse (Quarze bis 3 Centimeter Länge und $1^1/_2$ Centimeter Breite wurden beobachtet) geben sie sich alsbald als fremde Gäste zu erkennen. Hierher sind schliesslich auch kleinere Einschlüsse

von Syenit zu rechnen, die meist infolge der nach einer Richtung vorherrschend ausgeprägten Zertheilbarkeit eine lenticuläre Gestalt besitzen.

Am nördlichen Ende des zweiten Bruches kann man eine undeutliche, säulenförmige Absonderung des Gesteines erkennen; anderwärts trifft man häufig schiefrige Varietäten des Lamprophyrs an. Die Schieferung beruht auf verschiedenen Ursachen; entweder ist sie durch eine Parallellagerung der Glimmerblättchen (diese liegen ihrerseits sowohl senkrecht als auch oft parallel zum Salband) bedingt oder sie ist die Folge des Gebirgsdruckes (dichte Varietäten im zweiten Bruche).

Das äussere Ansehen der Gesteine aus den verschiedenen Gängen, ja von verschiedenen Stellen ein und desselben Ganges ist ein sehr verschiedenes, und zwar liegt die Ursache dieser Erscheinung sowohl in dem wechselnden Grade der Verwitterung und der Neubildung von mineralischen Gemengtheilen als auch insbesondere in der verschiedenen Structur. Diese ist entweder eine porphyrische oder rein körnige. Bei beiden Structurvarietäten haben im allgemeinen die Mineralcomponenten dieselben Eigenschaften; auch die Bildung charakteristischer Umwandlungsproducte wie Pilit, Uralit, Talk kommen bei beiden in gleicher Weise vor. An manchen Stellen bleibt die Structur vom Innern eines Ganges aus bis zum Salband die gleiche, wobei auch eine Abhängigkeit der Korngrösse von der Mächtigkeit des Ganges nicht zu beobachten ist, anderwärts jedoch wird das Gestein nach dem Contact zu immer feinkörniger, bis es in's völlig Dichte übergeht. Es ist nicht zu verkennen, dass erstere Ausbildungsweise hauptsächlich an die schmalen Gänge, letztere an die mächtigeren gebunden ist; jedoch gilt dies durchaus nicht als Regel und besonders ist sehr oft das Salband mächtiger Gänge bedeutend dichter als das Gefüge von Gängen mit 50fach kleinerem Querdurchmesser. Auch kommt es vor, dass die Gangmitte feiner krystallinisch ist als Stellen zwischen ihr und dem Salband. Es lassen sich bei vorliegenden Lamprophyren überhaupt keine allgemein giltigen Beziehungen zwischen Gangmächtigkeit, Korngrösse, Salbandausbildungen und dergleichen aufstellen. Eine Ursache dieser Erscheinungen mag mit darin gelegen sein, dass die Lamprophyre in der Ausbildung, wie sie uns heute vorliegen, gar nicht ihrer ursprünglichen Beschaffenheit entsprechen, dass weitgehende Mineralneubil-

dungen vor sich gegangen sind, die zu verschiedenen Endzielen geführt haben, und die nothwendiger Weise den allgemeinen Habitus, besonders Aussehen, Dichte und Structur modificiren mussten.

Hierfür an dieser Stelle einige Beispiele. Manche Lamprophyr-Varietäten aus dem ersten Bruche lassen in einem Grundteig von Feldspath in ungeheurer Menge regellos gelagerte nadelförmige Mikrolithe von grüner Hornblende und stark lichtbrechende, lebhaft polarisirende Epidotkörnchen wahrnehmen. Diese mikrolithischen Gemengtheile durchspicken in einer so enormen Menge den Feldspath, dass sie selbst an ausserordentlich dünnen Schliffstellen noch in dem Masse angereichert sind, dass es unmöglich ist, die Natur des Feldspathes mit den gewöhnlichen optischen Mitteln zu bestimmen. Nur noch bei gekreuzten Nicols erkennt man die Ausdehnung der einzelnen Individuen an den grossen, matt polarisirenden Flecken. Würden die Mikrolithe, welche bei ihrer Massenhaftigkeit den Typus einer Grundmasse bedingen, in welcher der Feldspath — es mag der Vergleich gestattet sein — als farblose Basis fungirt, fehlen, so würde keine porphyrische, sondern eine rein körnige Structur vorliegen. Nun sind aber gewichtige Anzeichen vorhanden, welche ergeben, dass die Hornblendemikrolithe — von den Epidotkörnchen ganz abgesehen — nichts Primäres sind, vielmehr einen secundären Ursprung haben. Hierfür spricht einerseits die wirre Durcheinanderlagerung der Nädelchen: wären sie primär, so müsste man, wie dies bei den primären Glimmerlamellen der Fall ist, wenigstens theilweise eine fluidale Anordnung erwarten. Andererseits wäre es schwer verständlich, dass der Feldspath als letztes Ausscheidungsproduct in grossen Körnern auskrystallisiren konnte, während es die Hornblende nur zu mikrolithenhaften Gestalten in ungemeiner Massenhaftigkeit brachte. Weisen schon diese Verhältnisse darauf hin, dass wir es hier mit secundärer, und zwar mit gewanderter Hornblende zu thun haben, so wird dies durch andere, später folgende Beobachtungen zur Gewissheit erhoben. Wir haben es demnach hier mit Mineralneubildungen zu thun, die nicht allein die Zusammensetzung, sondern auch die Structur des Gesteines umzuändern vermochten.

Wie beträchtlich die Structur in ganz benachbarten Gängen, selbst in ein und demselben Gange wechseln kann, ist an mehreren Stellen gut zu beobachten. So besitzt z. B. am nördlichen Ende des zweiten Bruches von Osten her der zweite Gang ein vorwiegend

körniges, der dritte dagegen ein ausgezeichnet porphyrisches Gestein. An der langen Lamprophyrwand in demselben Bruche kann man Gesteinsvarietäten sammeln, welche die dichte oder feinkörnige und porphyrische Structur an einem Handstücke, ja, in einem Präparate mit einem ziemlich schroffen Uebergange zeigen; dass hiermit zuweilen auch eine abweichende Mineralcombination verknüpft ist, indem die porphyrische Varietät viel Augit besitzt, welcher der angrenzenden körnigen Ausbildung fast gänzlich fehlt, mag hier nur beiläufig erwähnt werden.

Aber auch blosse Verwitterungserscheinungen können eine überraschende Aenderung im allgemeinen Habitus des Gesteines hervorbringen, wenn sie zu verschiedenen Zielen führen. Im Hintergrunde des ersten Bruches theilt sich auf halber Höhe ein Minettegang in zwei Aeste. Der westliche, nur circa 3 Centimeter mächtige Zweig besitzt ein zähes Gestein mit lichtgrauer Grundmasse, in welcher porphyrische Glimmerblättchen und Flecken von Hornblende-Chlorit (Zersetzungsproducte von Augit) gelegen sind. Der östliche mächtigere Gangzweig enthält ein stark zersetztes Gestein, welches aber arm an Chlorit, dagegen reich an Carbonaten (ebenfalls Zersetzungsproducte des Augits) ist. Da nun der Chlorit und die secundäre filzige Hornblende, unterstützt von einer sehr dichten Grundmasse, das Gestein vielmehr zusammenzuhalten vermögen als Carbonate in Verbindung mit einem mehr grobkrystallinischen Gefüge, so ist die Folge, dass das Gestein des östlichen Gangzweiges in einen blättrigen Grus zerfällt, während das andere noch compact ist. Beide Varietäten machen, neben einander gehalten, einen ganz verschiedenen Eindruck.

Derartige Beobachtungen lassen sich aber nicht nur an getrennten Gängen machen, sondern selbst an sehr nahe liegenden Stellen desselben Ganges. Hierfür liefert selbst der eben erwähnte östliche Gangzweig ein Beispiel; denn an ihm tritt stellenweise die compacte Gesteinsvarietät mit mikrolithischer Grundmasse und chloritischen Zersetzungsproducten mitten zwischen dem vorherrschenden gröber krystallinischen Gestein mit Carbonaten als Zersetzungsproducten auf.

Wird somit schon das makroskopisch prüfende Auge durch den oft auf kurze Entfernungen hin sehr wechselnden Habitus der Gesteine in Verwunderung, zuweilen auch in Verlegenheit gesetzt

(manche Varietäten von Minette [südlichste Wand des zweiten Bruches] zeigen makroskopisch wie mikroskopisch eine augenfällige Aehnlichkeit mit gewissen Varietäten von Augitglimmersyenit, der als locale concretionäre Ausscheidung innerhalb des Normalsyenites nicht selten auftritt), so ist dies in nicht geringerem Maasse zuweilen auch bei der mikroskopischen Untersuchung der Fall, besonders wenn es sich bei ganz dichten Varietäten aller Lamprophyrvorkommnisse des Plauen'schen Grundes darum handelt, welchen Untergruppen wir die vorliegenden Gesteine einzureihen haben. Mit verhältnismässig geringer Mühe vermag man noch die Kersantite von den Minetten zu trennen, obgleich auch hier mehr secundäre Erscheinungen dem Feldgeognosten und Structureigenthümlichkeiten dem mikroskopirenden Geologen Anhaltspunkte zur Unterscheidung liefern (das Nähere hierüber folgt bei den Kersantiten). Mit grossen Schwierigkeiten ist es dagegen verbunden, sich über das relative Quantum der beiden Feldspäthe in den Minetten mit sehr feinkörniger Grundmasse Klarheit zu verschaffen. Im allgemeinen nur und mit besonderer Rücksicht auf die gröber krystallinischen Varietäten lässt sich sagen, dass in den meisten Fällen der Orthoklas bei weitem vorherrscht, und dass erst in zweiter Reihe Varietäten mit relativ viel Plagioklas, aber immerhin dem Orthoklas noch untergeordnet, also Mittelglieder zwischen Minette und Kersantit folgen. Letzteres ist besonders bei dem südlichen mächtigen Gange des zweiten Bruches der Fall. Stetige Uebergänge zu reinem Kersantit kommen nicht vor, oder gelangten wenigstens nicht zur Beobachtung.

Von jener plagioklasreichen Augitminette, einer mittelkörnigen, möglichst frischen Lamprophyrvarietät, wie sie die Mitte des 2 Meter mächtigen Ganges im zweiten Bruche bildet, wurde eine Bauschanalyse ausgeführt. Die vorherige mikroskopische Untersuchung ergab die Anwesenheit von viel Plagioklas neben noch vorherrschendem Orthoklas, zahlreichem Biotit, farblosem Augit neben uralitischer Hornblende, Talk und Magneteisen pseudomorph nach Olivin, Apatit, untergeordnet titanhaltiges Magneteisen und Titanit. Das bei 120° getrocknete Pulver hatte folgende Zusammensetzung:

SiO_2	50·81
TiO_2	1·71
Al_2O_3	15·13
Fe_2O_3	2·40
FeO	3·52
CaO	4·96
MgO	10·64
MnO	Spur
Na_2O	1·01
K_2O	7·01
P_2O_5	0·62
H_2O	3·07
CO_2	Spur
Cl	Spur
Summa	100·88

Der verhältnismässig hohe Titangehalt weist auf sehr titanreichen Glimmer hin, was mit den mikroskopischen Untersuchungen im Einklange steht.

Die Kersantite treten, wie oben erwähnt, in drei Gängen in der Nähe der Garnisonmühle auf. Im allgemeinen zeigen sie sich weit mehr zersetzt als die Minette bei der Gasanstalt. Das relativ noch frischeste Gestein des schmäleren Ganges oberhalb genannter Mühle hat eine fein krystallinische Structur und zeigt in einer dunkelgrauen Grundfarbe grüne Flecken, herrührend von Chloritanhäufungen (Pseudomorphosen nach porphyrischen Krystallen), sowie zahlreiche grünlichgelbe Putzen von Epidot, die immer von Quarz umgeben oder durchdrungen sind. Auch auf Kluftflächen hat sich Epidot angesiedelt. Diese beiden letzteren secundären Minerale lassen uns schon vermuthen, dass hier eine andere Mineralcombination vorliegen muss als bei der Minette, denn auch bei den am stärksten zersetzten Proben dieser Lamprophyrvarietät gab sich nirgends makroskopisch die Verbindung von Epidot mit Quarz zu erkennen, und mikroskopisch spielen sie eine nur untergeordnete Rolle. Das zahlreiche Erscheinen von Epidot und Quarz weist auf die Anwesenheit und Zersetzung eines *Ca*-haltigen Plagioklases hin, was durch die mikroskopische Analyse bestätigt wird. Schwarze, muschelig brechende Quarzkörner von gerundeten Formen sind sicherlich fremde Einschlüsse; sie fallen schon durch ihre den Gemengtheilen des Kersantits gegenüber

zum Theil recht bedeutende Grösse (bis 1 Centimeter) auf. Man dürfte von dem schmäleren Gange kaum ein Handstück schlagen, ohne wenigstens einen dieser Fremdlinge zu erblicken. Einschlüsse von Syenit fehlen selbstverständlich auch nicht.[1])

Das Gestein des mächtigeren Ganges ist noch weit mehr zersetzt; es ist dasselbe, welches schon Tauber (l. c.) 1799 als berggrünes Hornblendegestein erwähnt. Es besitzt in der That an den meisten Stellen ein berggrünes Aussehen; local wird aber durch Ueberhandnahme von Eisenoxydhydrat auch ein bräunlicher Grundton hervorgerufen. Die grüne Farbe beruht aber nun nicht auf dem Gehalt an Hornblende, sondern es hat eine vollständige Chloritisirung der bisilicatischen Gemengtheile (Glimmer und Augit) stattgefunden; es ist ein Chlorit-Plagioklasgestein aus einem Kersantit geworden. Diese ausserordentlich weichen, schabbaren Gesteine können nun aber auf secundärem Wege wieder eine Verfestigung erlangen durch Silificirung. Kieselsäure dringt entweder in das Gestein ein, oder, was wahrscheinlicher ist und durch mikroskopische Beobachtungen gestützt wird, sie entsteht wenigstens zum Theil in dem Gestein durch Zersetzungsvorgänge selbst und versieht das weiche Gesteinsmaterial unter gleichzeitiger Bildung zierlicher Pseudomorphosen mit einem festen Kitt. Auch die ältere Beobachtung von Pötzsch (l. c.) ist richtig; neben dem Chloritisirungsprocesse, und jedenfalls in genetischem Zusammenhange mit dem in der Nachbarschaft auftretenden Silificirungsprocesse, hat stellenweise eine derartige Ausscheidung von Kalk stattgefunden, dass ein förmliches Kalk-Chloritgestein entsteht.

Während es bei der Minette des Plauen'schen Grundes charakteristisch ist, dass der Orthoklas in Form eines Grundteiges auftritt, der erst bei Anwendung polarisirten Lichtes in einzelne Körner zerfällt, herrscht bei den Kersantiten der ausgesprochene Typus der Leistenstructur vor. Die Leisten sind sehr schmal und zeigen daher nur wenige oder gar keine Zwillingslamellirung. Der Orthoklas fehlt nicht ganz, liebt es aber auch hier nicht sehr, in Leistenform aufzutreten, sondern wie bei den Minetten in Körnern. Porphyrisch

[1]) Dieses Gestein des schmäleren Ganges ist dem Kersantit aus dem mächtigeren der Gänge im Bruche Koselstein bei Wurzbach, wovon Proben mir zu übersenden Herr Dr. Pöhlmann die Güte hatte, makroskopisch zum Verwechseln ähnlich. Mikroskopisch unterscheidet es sich von diesem nur dadurch, dass kein brauner Glimmer mehr sichtbar ist und die Feldspathleisten weit schmäler sind.

auftretende Orthoklasaggregate sind sicherlich aus dem Syenit stammende Einschlüsse.

Wir haben demnach unter den Lamprophyren des Plauen'schen Grundes die beiden Extreme Minette und Kersantit vertreten nebst Uebergängen, die aber doch der Minette näher stehen als dem Kersantit. Eine weitere Zertheilung der Lamprophyre nach petrographischen Gesichtspunkten, nach dem Mehr oder Weniger des einen oder anderen Feldspathes, dem sich nothwendiger Weise auch das Mehr oder Weniger der verschiedenen Bisilikate, sowie die wechselnde Structur als ebenbürtige Classificationsmomente anschliessen müssten, wäre unnatürlich. Die Verfolgung dieses Principes würde dazu führen, dass benachbarte Gänge, ja verschiedene Stellen eines und desselben Ganges verschiedene Bezeichnungsweisen erhielten, was bei der geologischen Einheit derselben unthunlich wäre. Der Charakter der Lamprophyre des Plauen'schen Grundes ist eben kein ganz constanter; sie besitzen etwas Fliessendes in ihrem derzeitigen Mineralbestande, sowie in der Structur, und in dieser Beziehung schliessen sie sich den Lamprophyren des Fichtelgebirges [1]), Thüringer Waldes [2]), sowie einigen Vorkommnissen des Erzgebirges [3]) an.

In überraschender Zahl werden zuweilen die Lamprophyre — sowohl Minetten als Kersantite — nach allen Richtungen hin durch Risse und Verwerfungsspältchen durchzogen. Die bei der Zersetzung der Lamprophyre hauptsächlich frei gewordenen kalkigen und kieseligen Solutionen haben die entstandenen Hohlräume mit Calcit und Quarz wieder verkittet. Harnische, welche von Limonit bekleidet sind, erscheinen oft so zahlreich, dass es schwer fällt, ein gutes Handstück zu schlagen. Ueber die Ausheilung mancher Spalten durch secundäre Hornblende wird an anderer Stelle berichtet werden.

Mikroskopische Charakteristik der Gemengtheile.

I. Feldspath.

Es ist bereits erwähnt worden, dass in den vorliegenden Minetten der Orthoklas stets wenig individualisirt ist, vielmehr eine

---

[1]) Gümbel: Die paläolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. 1874, pag. 36. Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges etc. 1879, pag. 189, 589.

[2]) Liebe: Uebersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens (Abh. z. geol. Specialkarte v. Preussen etc. 1884, Bd. V, H. 4, pag. 78).

[3]) Schröder: Erläut. z. geol. Specialkarte d. Königreichs Sachsen. Sect. Falkenstein. 1885, pag. 23.

Art Grundteig bildet, in welchem die übrigen Componenten eingelagert liegen; erst bei der Beobachtung zwischen gekreuzten Nikols zerfällt diese scheinbar homogene Grundmasse in einzelne, mosaikartig verschieden polarisirende Körner mit meist scharfen, selten verschwommenen Contouren. Nur ausnahmsweise nimmt der Feldspath der Minette eine undeutliche Leistenform an und erscheint dann gewöhnlich in eisblumenartiger Anordnung; bei der Kleinheit der Individuen ist es aber dann nicht ganz ausgeschlossen, dass unverzwillingter Plagioklas vorliegt. Zum Studium des Feldspathes in den sehr dichten Varietäten ist es unumgänglich nothwendig, das Präparat mit heisser Salzsäure bis zur völligen Entfärbung des Glimmers zu behandeln. Man wird dann wohl nie vergebens nach einigen typischen Plaglioklaskryställchen mit wohl erkennbarer Zwillingsstreifung suchen. Optische Anomalien, die sich in undulöser Auslöschung kundgeben, sind bei dem Orthoklas überaus verbreitet und besonders in den gröber krystallinischen Varietäten zu beobachten. Individuen mit ungestörten optischen Eigenschaften sind öfters weit seltener als diejenigen mit anomalen Erscheinungen.

Dass der Orthoklas zuweilen Hornblendemikrolithe in ungeheurer Menge eingelagert enthält, wurde bereits erwähnt. In anderen Fällen kann man Mikrolithe von Biotit in ähnlicher enormer Anzahl als Einschlüsse beobachten. Dieselben reagiren wegen ihrer ausserordentlichen Dünne meist nicht mehr auf das polarisirte Licht; nur die hin und wieder auftretenden, etwas dickeren Individuen lassen eine unverkennbare Doppelbrechung mit lebhaften Interferenzfarben, gerade Auslöschung und gelbliche Farbe erkennen. Merkwürdigerweise aggregiren sich nun diese Glimmermikrolithe zu gitterartigen Gebilden, wie sie ähnlich von Magnetit in Basalten, von Augit in basisreichen Eruptivgesteinen lange bekannt sind und wie sie in neuerer Zeit vom Verfasser [1]) und von Streng [2]) in ähnlicher Weise am Olivin beobachtet wurden. Im vorliegenden Falle durchqueren eine grössere Anzahl der feinen Biotitlamellen einen als Stamm dienenden Glimmermikrolith rechtwinkelig. Die scheinbar schiefwinkeligen Durchkreuzungen dürften nur auf schiefe Schnitte zurückzuführen sein. Fig. 1, Taf. III stellt diese Erscheinungen dar. In zersetzten

---

[1]) Die basaltischen Laven und Tuffe der Provinz Haurân etc. Diese Mitth. 1886, VII, pag. 485.

[2]) Ueber den Dolerit von Londorf. N. Jahrb. f. Mineral. 1888, Bd. II, pag. 195.

Gesteinspartien nehmen diese Biotitmikrolithe eine grüne Farbe an und sind dann leicht mit den oben erwähnten Hornblendenädelchen zu verwechseln. Letztere treten jedoch immer nur in einfachen spiessigen Gestalten auf, nie in gitterartigen Verwachsungen. Auch gibt ihre öfters noch wahrnehmbare Auslöschung ein sicheres Unterscheidungsmerkmal gegenüber den Biotitmikrolithen ab.

Die polysynthetische Zwillingsstreifung des in der Minette auftretenden Plagioklases verschwindet bei beginnender Zersetzung rasch, ein Umstand, welcher die Untersuchung verwitterter Gesteinspartien auf ihren etwaigen Gehalt an triklinem Feldspath hin ungemein erschwert. Relativ sehr häufig begegnet man Plagioklasindividuen, deren Zwillingsstreifen auffällig gebogen sind, oder bei welchen dieselben, vom Innern des Krystalles beginnend, nicht bis zum Rande fortsetzen, oder endlich umgekehrt, vom Rande aus anfangend, sich nach dem Innern zu bald auskeilen. Die Zwillingslamellen sind in diesen Fällen meist sehr dicht aneinander gereiht und lassen in ihrer Erscheinung überhaupt eine grosse Mannigfaltigkeit erkennen. Dass derartige Phänomene als die Folgen des Gebirgsdruckes anzusehen sind, haben die Untersuchungen van Werveke's[1]) und Anderer[2]) wahrscheinlich gemacht oder bewiesen. Geht doch selbst aus Förstner's[3]) Versuchen am Feldspath von Pantelleria hervor,

[1]) Eigenthümliche Zwillingsbildungen am Feldspath und Diallag. N. Jahrb. f. Mineral. 1883, II, pag. 97.

[2]) Lehmann: Untersuchungen über die Entstehung der krystall. Schiefergesteine etc. 1884, pag. 196.

Rutley: On strain in connexion with crystallisation and the development of perlitic structure. Quart. Journ. of the Geol. Soc. 1884, Vol. XL, pag. 343.

Teall: The Metamorphosis of Dolerite (Diabas) into Hornblende-Schist. Quart. Journ. of the Geol. Soc. 1885, Vol. XLI, pag. 136.

Judd: On the tertiary and other peridotits of Scotland. Quart. Journ. of the Geol. Soc. 1885, Vol. XLI, pag. 365.

Koch: Untersuchungen über den Kersantit von Michaelstein. Jahrb. d. preuss. geol. Landesanst. für 1885. 1886, pag. 75.

Rosenbusch (Mikrosk. Physiogr II, pag. 156) erwähnt secundäre Zwillingsbildung am Plagioklas von Eukriten, Gabbros und Noriten.

Stecher: Contacterscheinungen an schottischen Olivindiabasen. Diese Mitth. 1888, Bd. IX, pag. 155.

Bergt: Beitrag zur Petrogr. der Sierra Nevada etc. in Südamerika. Diese Mitth. 1888, Bd. X, pag. 342, 383.

[3]) Ueber künstliche physikalische Veränderungen der Feldspäthe von Pantelleria. Zeitschr. f. Krystall. 1884, Bd. IX, pag. 333.

dass auch die regelmässige Zwillingsstreifung nicht immer eine primäre zu sein braucht. Im vorliegenden Falle machen es die am Orthoklas (undulöse Auslöschung!) und den übrigen Gemengtheilen zu beobachtenden Druckphänomene überaus wahrscheinlich, dass eine secundäre Zwillingsbildung am Plagioklas, zum wenigsten bei den minder regelmässigen Erscheinungsformen, vorliegt.

Um über die Natur der Feldspäthe in den Minetten auch vom chemischen Standpunkte aus Aufschlüsse zu erhalten, wurden mehrere mikrochemische Untersuchungen ausgeführt, indem isolirte und auf ihre Reinheit geprüfte Körner von verschiedenen Gesteinsvarietäten nach der Methode von Bořicky mit Flusssäure behandelt wurden. Hierbei zeigte sich, dass manche nur auf *K* reagirten, also reiner Orthoklas vorlag, andere auf *Na* und *K* (nur spurenweise auf *Ca*), wobei ersteres vorherrschte. Diese Reaction weist auf das Vorkommen von Anorthoklas *(Rsbsch.)* hin. Endlich ergaben Plagioklaskörner aus der Minette, welche analysirt wurde, den Gehalt an *Na* und *Ca*, letzteres in ungefähr halber Menge im Vergleich zu ersterem, so dass auf einen Oligoklas zu schliessen ist, womit die beobachtete Auslöschungsschiefe von 8° [auf $\infty \breve{P} \infty$ (010)], sowie die Unangreifbarkeit durch Salzsäure in Schliffen im Einklange steht.

Der Feldspath der Minette enthält sehr häufig massenhafte, schwarze, braune oder rothe Oxyd- und Hydroxydverbindungen des Eisens eingelagert. Durch bei der Zersetzung sich ausscheidende winzige, staubförmige, bräunliche Partikel erhält er eine röthlichbraune Farbe und das Ansehen einer feinen Körnelung. Feinste staubartige, zonenförmig angeordnete Einschlüsse sind aber wohl öfters auch primär. Merkwürdigerweise besitzt der Orthoklas oft in Gesteinspartien, welche im Uebrigen schon sehr stark zersetzt sind, noch eine völlige Frische. Mikroperthit kommt in der gröberkörnigen Minette nicht selten zur Beobachtung.

Ueber den Plagioklas der Kersantite ist dem oben Erwähnten nichts hinzuzufügen; höchstens, dass er seiner Unangreifbarkeit durch Salzsäure zufolge auch in die Nähe des Oligoklases zu stellen sein wird.

2. Biotit.

Der Biotit tritt in den körnigen Varietäten in einer, in den porphyrischen in zwei Generationen auf. Im ersteren Falle finden wir allmähliche Uebergänge von den kleineren zu den grösseren In-

dividuen, während im zweiten Falle Verbindungsglieder fehlen. Die grossen porphyrischen Krystalle erweisen sich auch zuweilen aus vielen kleineren, parallel gelagerten Individuen zusammengesetzt. Die Glimmerlamellen der Grundmasse bedingen durch ihre parallele Anordnung oft eine typische Fluidalstructur. Diese ist selbst zuweilen noch an der Lagerung der porphyrischen Krystalle bemerkbar. Spaltblättchen erweisen sich als optisch zweiaxig, mit sehr kleinem optischen Axenwinkel. Das Interferenzkreuz öffnet sich beim Drehen des Präparates nur wenig merkbar. Durch heisse Salzsäure wird der *Mg*-Glimmer unter Erhaltung seiner Structur leicht gebleicht und endlich derart zersetzt, dass die Doppelbrechung vollständig verloren gegangen ist.

Wie dies gewöhnlich in Lamprophyren der Fall ist, so erscheint auch hier der Glimmer am häufigsten in den bekannten, vielfach gelappten Blättchen, die öfters aggregatförmig zusammentreten. Seltener, und es ist dies besonders in den körnigen Varietäten der Fall, begegnet man tadellos krystallographisch begrenzten Individuen, regelmässigen oder nach einer Seite in die Länge gezogenen Hexagonen.

Die Farbe des Biotits schwankt nicht unbeträchtlich, einmal zwischen den einzelnen Individuen an verschiedenen Stellen der Gänge, andererseits aber auch in den meisten Lamellen selbst. Nicht eben häufig ist es, dass der Glimmer in seiner ganzen Erstreckung gleichfarbig erscheint, und zwar tritt dann immer ein sehr helles Braun auf; der Biotit ist also ein eisenarmer. In diesem Falle übersteigt der Pleochroismus nicht die Farben $\mathfrak{a}$ = gelblichweiss, in sehr dünnen Schliffen fast farblos, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ = orangegelb. Gewöhnlich jedoch schliesst sich an einen hellbraunen Kern ein dunkelbrauner Rand an. Weist dieser Farbenwechsel bereits auf einen zonaren Aufbau des Minerales hin, so wird dieser noch weit besser illustrirt durch das gelegentliche Vorkommen einer grossen Zahl mehr oder weniger scharf von einander abgegrenzter verschiedenfarbiger Zonen. Sie löschen alle gleichzeitig aus, zeigen aber beträchtlich verschiedene Polarisationsfarben.

Dass diese zonare Structur die Folge der verschiedenen chemischen Zusammensetzung des Magmas während der Krystallisationszeit ist, erscheint selbstverständlich. Es geht hieraus hervor, dass das Glimmerwachsthum längere Zeit fortdauerte, während welcher

verschiedene andere Etappen der Auskrystallisirung bis zu derjenigen des Feldspathes vorübergegangen. Dass aber selbst nach der Verfestigung des Gesteines, vielleicht erst in langen Zeiten darauf, ein erneuertes Weiterwachsen des Biotites stattfand, darauf weist eine andere Erscheinung hin. Man beobachtet nämlich nicht selten, dass die scharf begrenzten Glimmertafeln in Längs- und Querschnitten noch kleine unregelmässige, lappenförmige Ansätze haben, die sich durch ihre lichtere Farbe sehr genau von dem dunkleren Krystall abgrenzen (Fig. 2 und 3); meistens sind sie bereits ergrünt, wie überhaupt die eisenärmere Biotitsubstanz leichter der Zersetzung anheimfällt, als die eisenreichere; sie stellen aber immer noch lebhaft polarisirenden Biotit dar, keinen Chlorit. Die Auslöschung ist parallel der des Hauptkrystalles; es hat dieser mithin einen orientitirenden Einfluss auf die Anlagerung gleichnamiger Molecüle ausgeübt. Wollen wir nach einer Erklärung dieser Erscheinung suchen, so wäre es vor allen Dingen nicht einzusehen, warum die in dem Glutflusse ausgeschiedenen gut begrenzten Glimmerkrystalle bei einem nachträglichen Weiterwachsthum in dem Magma sich in so unregelmässig gestalteten Zonen und in so dünnen Lagen vergrösserten (man erhält auch nicht den Eindruck einer etwaigen Corrosionserscheinung). Das letzte Stadium des Glimmerwachsthums fällt nach der Bildung des Augits und vor diejenige des Feldspathes (Augit kommt oft als Einschluss im Biotit vor). Welcher Vorgang im Magma soll da, nachdem die übrigen Constituenten mit Ausnahme des Feldspathes sich gebildet hatten, kurz vor der Krystallisation dieses letzteren noch den kleinen unregelmässigen Glimmerzuwachs verursacht haben? Wir haben hierfür keine Erklärung und dieses negative Resultat führt uns zu der Ueberzeugung, dass erst nach der Verfestigung des Lamprophyrs diese Wachsthumserscheinungen eingetreten sind, und dass die Ursache, welche ihre Bildung veranlasste, in denselben Kräften zu suchen ist, welche die unzweifelhaften Neubildungen von Biotit an anderen Stellen des Gesteins bewirkten. (Näheres hierüber unter Augit und Olivin.)

Aehnliche Erscheinungen sind an anderen gesteinsbildenden Mineralen schon öfters zur Kenntnis gelangt, so vor Kurzem wieder an Feldspäthen durch Judd[1]), mit dessen Abbildungen die hier

[1]) On the growth of crystals in igneous rocks after their consolidation. Quart. Journ. of the Geol. Soc. 1889, Vol. XLV, pag. 175.

gegebenen Figuren viel Analoges haben. Genannter Forscher gibt auch die Literaturzusammenstellung fast sämmtlicher früher gemachten, auch auf klastische Gesteine bezüglichen Beobachtungen.[1]) Eine Vergrösserung von Biotitkrystallen in Eruptivgesteinen, die nach der Verfestigung des Gesteines eingetreten sein muss, ist meines Wissens noch nicht beschrieben worden. Aus Sedimentärmassen hat uns Bonney[2]) damit bekannt gemacht, welcher angibt, dass in thonigen Gesteinen während der Entwicklung einer Schieferung die Biotitindividuen sich vergrössern.

Die gewöhnlichen Einbuchtungen an den porphyrischen Glimmerkrystallen, Corrosionserscheinungen durch das Magma, sind sehr häufig. In Schliffen aus der Contactnähe zeigt sich aber noch ein anderes Phänomen, das auf den ersten Blick hiermit eine Verwandtschaft zu haben scheint. Es bestehen nämlich die Biotittafeln aus sehr zahlreichen, kleinen rundlichen, stellenweise anastomosirenden Läppchen im Innern, während der Saum von ununterbrochener Substanz gebildet wird. Diese ruinenhafte Ausprägung des Glimmerkernes ist gewöhnlich mit einer enorm reichen Einlagerung von Magnetitkörnchen, die dem Rande stets fehlen, verbunden. Der Raum zwischen den kleinen Glimmerfetzen wird von Feldspath ausgefüllt. Die ganze Erscheinung hat nicht den Charakter des secundär Entstandenen. Es wird wohl eine ursprüngliche, dem Schriftgranit ähnliche Verwachsung von parallel gelagerten Biotitblättchen mit Feldspath vorliegen, welche in der Weise entstanden ist, dass in den Hohlräumen der nur ruinenhaft ausgebildeten porphyrischen Glimmerkrystalle (schnelle Erstarrung in der Contactnähe!) der später krystallisirende Feldspath zur Bildung gelangte.

Eine sehr allgemeine Erscheinung sind die oft recht weitgehenden Stauchungen, Biegungen, Ausfranzungen der porphyrischen Biotitlamellen, was bekanntlich als eine Folge mechanischer Einwirkungen anzusehen ist. Diese haben nicht selten auch völlige Zertrennungen der grösseren Glimmerindividuen in einzelne Theile, deren frühere Zusammengehörigkeit noch deutlich verfolgt werden kann, bewirkt.

---

[1]) Es kann hinzugefügt werden: Klemm, Mikroskopische Untersuchung über psammitische Gesteine. Ztschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1882, Bd. XXXV, pag. 792, der selbst noch ergänzende Literaturangaben gibt.

[2]) Enlargement of crystals in igneous rocks. Quart. Journ. of the Geol. Soc. 1888, Vol. XLIV, pag. 15.

Selbstverständlich sind die optischen Verhältnisse in derartigen Fällen stark alterirt, selbst auf den Querschnitten erscheint eine fleckenartig und flammenhaft verschiedene Polarisationsfarbe und Auslöschung. Die gekrümmten Längsschnitte lassen recht häufig eine äusserst feine Strichelung oder Fältelung erkennen, die mit der parallel gehenden, nebenbei auftretenden Spaltbarkeit nicht zu verwechseln ist. Strichelung und Spaltbarkeit folgen den gewundenen Basisflächen. Es erweckt völlig den Anschein, als sei die Strichelung eine Folge der Auswalzung des Biotits in äusserst feine, kurze Lamellen, die aber zunächst ihren Zusammenhang unter einander noch bewahrt haben, als ob gewissermassen nur eine Auflockerung in sehr kleine Partien stattgefunden habe.

Die Zersetzung des Glimmers geht in der Weise vor sich, dass zuerst der centrale, heller gefärbte Kern ergrünt, wobei aber die übrigen optischen Eigenschaften des Biotits, namentlich die lebhaften Interferenzfarben noch erhalten bleiben. Im weiteren Verlaufe der Einwirkung der natürlichen Agentien wandelt sich dieser ergrünte Glimmer in typischen Chlorit um, und erst nach erfolgter Chloritisirung dieses eisenarmen Biotitkernes erfolgt auch die des eisenreicheren Randes. Nicht immer gibt der Chlorit die frühere Krystallform des Biotits wieder, sondern er verbreitet sich auch in die angrenzenden Gesteinspartien. So können allmählich sich grosse porphyrische runde Chloritmassen herausbilden, die, könnte man nicht den allmählichen Verlauf der Umwandlung verfolgen, oft nur noch schwerlich ihre Entstehung aus Biotit würden erkennen lassen.

Häufig ist es, dass im Gefolge der Ergrünung des Glimmers die Ausscheidung eines Theiles des Eisen- und Titangehaltes, besonders bei den dunkler gefärbten Individuen stattfindet, ersterer in der Form von rundlichen rothen Häutchen von Eisenglimmer, letzterer als goldgelbe Rutilnädelchen, die in überaus prächtigen sternförmigen Aggregaten auftreten. Die Sterne sind meist sechs- und mehrstrahlig; sie siedeln sich zwischen den Spaltungsebenen an, so dass sie besonders in basalen Schnitten des Glimmers schön zur Beobachtung kommen, während sie sich auf Längsschnitten zu gelben bis schwarzen Streifen projiciren. Eine gesetzmässige Anordnung der Rutilnadeln, etwa parallel der Druckfigur, wie dies in älteren Eruptivgesteinen öfters nachgewiesen ist[1]), konnte mit Sicherheit nicht eruirt werden.

[1]) Rosenbusch: Mikrosk. Physiogr. I, pag. 483.

Dass die besagten Nadeln im vorliegenden Falle wirklich dem Rutil zugehören, kann man leicht an dem isolirten und aufgeschlossenen Biotit mit Hilfe von H_2O_2 durch die charakteristische, rothbraune Färbung nachweisen. Die aus Biotit hervorgehende secundäre Rutilbildung ist seit der von Rosenbusch[1]) gegebenen, bis 1883 reichenden Literaturzusammenstellung noch so oft beobachtet worden, dass eine Aufzählung der Fälle unnöthig erscheint.

Ganz dieselbe Erscheinung der Auslaugung eines Theiles des Eisen- und Titangehaltes aus dem Biotit tritt aber auch, wenngleich seltener, ohne gleichzeitige Ergrünung oder Chloritisirung desselben ein. Der Glimmer wird hierbei fast farblos und enthält nur die massenhaften Häute von Eisenoxyd und Nädelchen von Rutil. Mit dieser Zersetzung des Biotites geht gewöhnlich eine Auffaserung in einzelne Strähne Hand in Hand, zwischen denen sich Calcit in Schnüren und lenticulären Putzen absetzt.

Ein unbekanntes Mineral liegt in Form zahlreicher farbloser bis grauer, stark lichtbrechender und lebhaft polarisirender Stäbchen, Lamellen und Körner innerhalb des ergrünten Glimmers derjenigen Minettevarietät, welche südlich von dem mächtigen Gange im zweiten Bruche als steile Wand ansteht. Die Stäbchen sind mit ihrer Längsrichtung parallel den Nebenaxen des Glimmers angeordnet; es herrscht eine gewisse Aehnlichkeit mit Titanit oder Epidot; beide sind aber ausgeschlossen, da besagte Gebilde bereits von heisser Salzsäure gelöst werden.

Das bisher über den Biotit Erwähnte bezog sich nur auf denjenigen der Minette. Im Kersantit lassen sich seine ursprünglichen Eigenschaften nicht mehr studiren, da er hier völlig zu Chlorit zersetzt ist. In den weiter umgebildeten Varietäten, wie sie in dem mächtigeren Kersantitgange anstehen, erkennt man, dass die chloritische Substanz nicht allein dem Glimmer entstammt, sondern auch aus Augit und Hornblende entstanden ist. Um Zerstückelungen zu vermeiden, möge dieses gesammte grün färbende Agens hier kurz charakterisirt werden. Die grösseren, optisch sich einheitlich verhaltenden Individuen chloritischer Substanz mit deutlichem Pleochroismus und grünlichgrauen Interferenzfarben besitzen noch die für

[1]) Mikrosk. Physiogr. I, pag. 483. Es kann hier noch hinzugefügt werden: Vrba: Augit-Minette des Przibramer Erzreviers (diese Mitth. N. F. IV, 1877, pag. 241).

den Biotit charakteristischen Stauchungen und Windungen, so dass deren Abstammung nicht verkannt werden kann. Hiervon unterscheidet sich bei genauerem Studium eine nur mit Spuren von Doppelbrechung und geringem Pleochroismus behaftete grüne Substanz von strahligem oder undeutlich schuppigem Gefüge; diese ist pseudomorph nach Augit und Hornblende; von letzterer müssen wir annehmen, dass sie selbst secundär ist, da sie stellenweise in ihrer Anordnung viel Aehnlichkeit mit der pilitischen, resp. uralitischen Hornblende der Minette hat. Der übrig bleibende Theil der chloritischen Substanz ist gewandert; er hat sich, zuweilen in der schönen, helminthartigen Structurvarietät auftretend, von den Muttermineralien aus nach allen Richtungen verbreitet und verdeckt besonders den Feldspath. Durch eine eigene Vertheilung des als Pigment dienenden chloritischen Bestandtheiles erhält der Kersantit local ein pseudoperlitisches Aussehen, indem helle rundliche Flecken dicht gedrängt in einer grünlichen Zwischenmasse gelegen sind. Unter dem Mikroskop erkennt man, dass einfach in den rundlichen Partien der Chlorit in geringerer Menge vorhanden ist und der Feldspath stärker hervortritt als in der grünen Zwischenmasse.

Die chloritische Substanz zersetzt sich ihrerseits zum Theil in Talk von blätteriger Structur. Derselbe tritt in unregelmässig gestalteten Putzen innerhalb der chloritisirten Biotite auf, ja verdrängt diese fast völlig, so dass richtige Pseudomorphosen von Talk nach Biotit entstehen. Dass ausser dem Glimmer resp. Chlorit noch andere *Mg*-Silicate zur Talkbildung beitragen, erscheint von vornherein wahrscheinlich; ist doch das Entstehen von Talk aus Pyroxen- und Amphibolmineralen etwas sehr Gewöhnliches gegenüber der Bildung aus Glimmer. In der That konnten auch, freilich nicht eben häufig, noch die für den Augit charakteristischen achtseitigen Querschnitte aufgefunden werden, während die Zurückführung der Talkaggregate auf secundäre Hornblende mit grösseren Schwierigkeiten verbunden war.

Gar nicht selten findet sich innerhalb der chloritisirten Glimmer auch Epidot in Körnern angesiedelt, so dass es ganz den Anschein erweckt, als sei dieser aus jenem entstanden. Bei der grossen chemischen Verschiedenheit beider Substanzen müssen wir wohl an eine Verdrängungspseudomorphose denken. Der übrige Epidot liegt in Körnern zerstreut, oder er tritt zu Aggregaten, zu Schnüren zusammen, die dann fächerförmig auseinanderstrahlen. Als Mutter-

mineral für den Epidot haben wir den Augit und Plagioklas anzunehmen.

Ein grösseres Interesse als diese chloritischen und talkigen Zersetzungsproducte verdient ein kleines, unscheinbares, ebenfalls secundäres Mineral, welches in grosser Anzahl in den chloritischen und talkigen Massen in Form stark lichtbrechender Kryställchen und Körnchen gelegen ist. Sie sind von sehr geringer Grösse (durchschnittlich 0·01 Mm.) und gelblich gefärbt. Die Krystalle haben meist tafelförmige Gestalt und erscheinen, wenn die vorherrschende Krystallfläche der Schlifffläche parallel liegt, isotrop. Die Körner polarisiren sehr lebhaft, sofern die Individuen nicht zu winzig sind und dann infolge der Totalreflexion an den Rändern die Interferenzfarben überhaupt nicht erkennen lassen. Die Kryställchen und Körnchen liegen einzeln oder zu Aggregaten vereinigt. Die erwähnten Eigenschaften liessen Anatas vermuthen; um völlig sicher zu gehen, wurde das Gesteinspulver mit Flusssäure und Salzsäure zersetzt und es fand sich ein unlöslicher Rückstand, der aus braun durchscheinenden Spinelliden (Chromit, Picotit) und Anatas bestand. Es hat sich also hier der Titangehalt des Glimmers (und Augites) in Form von Anatas ausgeschieden. Da die besagten Neubildungen in dem Talk relativ häufiger auftreten als im Chlorit, so müssen wir annehmen, dass in letzterem noch ein Theil der Titansäure gebunden ist und erst bei weiterer Zersetzung frei wird. Das Vorkommen von Anatas im zersetzten Biotit wird von Stelzner[1]), Schmidt[2]), Koch[3]) und Rosenbusch[4]) erwähnt. Vielleicht gehören auch die von Pöhlmann[5]) beschriebenen spitzrhombischen Formen hierher.

Bei den uns vorliegenden Lamprophyren ist es immerhin auffallend, dass im Kersantit sich Anatas bildete, während in der Minette Rutil auf einem ähnlichen Vorgange entstand, dass mit anderen Worten dieselbe chemische Substanz in zwei Gesteinen, die nach

---

[1]) Studien über Freiberger Gneisse und ihre Verwitterungsproducte N. Jahrb. f. Min. 1884, I, pag. 271.

[2]) Geologisch-petrogr. Mitth. über einige Porphyre der Centralalpen. N. Jahrb. f. Min. 1887, B. B. IV, pag. 447, 457.

[3]) l. c. pag. 99.

[4]) Mikrosk. Physiogr. II, 311.

[5]) Untersuchungen über Glimmerdiorite und Kersantite Südthüringens und des Frankenwaldes. N. Jahrb. f. Min. 1886, B. B. 3, pag. 99.

ihrer Zusammensetzung nicht weit auseinanderliegen können, in dimorphen Modificationen auskrystallisirte. Will man die Verhältnisse, unter denen Rutil und Anatas auf künstlichem Wege erhalten worden sind [1]), zum Vergleich heranziehen, so würde sich ergeben, dass die Umbildungen, welche im Kersantit zu der Entstehung des Anatas Veranlassung gegeben, bei niedrigerer Temperatur stattfanden, als die Umbildungen, durch welche in der Minette der Rutil entstanden ist. Will man diese Annahmen durch mikroskopische Beobachtungen zu stützen suchen, so kann dies freilich nur den Werth von Speculationen haben. Ich will aber doch nicht unterlassen, darauf hinzuweisen, dass der Kersantit, wie sich besonders an der frischeren Varietät mit aller Evidenz erkennen lässt, nicht die Wirkungen dynamischer Kräfte in dem Maasse erkennen lässt wie die Minette, dass bei jenem die hydatogene Zersetzung, bei dieser die dynamometamorphe Umwandlung vorherrscht.

Bei vielen der oben besprochenen Anataskryställchen beobachtet man nun merkwürdiger Weise ein trübes Aussehen, als hätten sie bereits Spuren der Zersetzung aufzuweisen. Sowohl im Schliff, als an dem isolirten Material erkennt man bei sehr starker Vergrösserung (860fach) nun in der That, dass die Anatase oft zu Neubildungen Veranlassung gegeben haben, indem sie selbst aus einem Aggregat winzigster Körnchen bestehen, wie Fig. 4 in 300facher Vergrösserung veranschaulicht. Welchem Mineral dieselben angehören, ist bei ihrer enormen Kleinheit (0·001 Millimeter) nicht anzugeben. Vielleicht ist es nur eine Modification der Titansäure, worauf die Unlöslichkeit in Flusssäure hinweist.

Augit und Hornblende.

Der Augit der Minette ist farblos; nur zuweilen besitzt er einen Stich in's Grüne. Er zeigt die gewöhnliche Begrenzung durch $\infty P . \infty \bar{P} \infty . \infty \breve{P} \infty . P . 0P$ [(110) (100) (010) ($\bar{1}$11) (001)] und lässt sowohl die typische Spaltbarkeit nach dem Prisma, als auch, in geringerem Grade eine solche nach beiden Pinakoiden erkennen, und zwar ist diejenige parallel dem Orthopinakoid etwas vollkommener ausgebildet, als die parallel dem Klinopinakoid verlaufende. Hiernach ist der Augit zum Malakolith zu rechnen. Eine etwas un-

[1]) Bourgeois: Reproduction artific. des minéraux. Paris 1884, pag. 90.

deutliche Absonderung nach der Basis ist zu bemerken. Das Auftreten einer zonaren Structur ist nicht ganz ausgeschlossen. Zwillinge nach $\infty P \infty$ (100) oder nach dieser Fläche eingeschaltete Zwillingslamellen sind nicht selten. Hierbei gelangt oft der Fall zur Beobachtung, dass in Querschnitten die Zwillingsnaht schief gegen das Orthopinakoid oder in Längsschnitten schief gegen die Spaltrisse verläuft; Erscheinungen, die von Becke bekanntlich auf das gewöhnliche Zwillingsgesetz zurückgeführt werden. Vorkommende Biegungen der Zwillingslamellen sind die Folge mechanischer Einwirkungen. Ziemlich häufig treten auch Durchkreuzungszwillinge nach $-P\infty$ $(10\bar{1})$ und nicht selten Penetrationszwillinge nach $P2$ $(12\bar{2})$ auf.

Der Augit erscheint aber keineswegs immer in Krystallen, sondern sehr oft begegnet man auch Körnern und Krystallfragmenten; letztere werden zweifellos ihre Entstehung der Einwirkung von Druckkräften verdanken. Oefters kann man es beobachten, dass Theile eines Individuums, obgleich durch die Grundmasse getrennt, doch noch als zusammengehörig erkennbar sind. Und nicht selten kommt es vor — besonders bei Handstücken, welche Harnische zeigen — dass die äussere Form des Augites noch ziemlich gut erhalten geblieben ist, dass aber im Innern eine Zertrümmerung in einzelne Theile stattgefunden hat, welche nun gegeneinander eine verschieden orientirte Lagerung angenommen haben, so dass der im gewöhnlichen Licht homogen erscheinende Krystall bei gekreuzten Nicols eine Aggregatpolarisation erkennen lässt. Diese Erscheinung ist nun selbstverständlich auch bei Fragmenten mehr oder weniger gut ausgeprägt. Man beobachtet da nicht allein die regelmässige Spaltbarkeit, sondern auch unregelmässig verlaufende Bruchlinien, längs deren eine Verrückung der einzelnen Krystallpartien stattgefunden hat.

In den Augiten treten öfters Lappen von Biotit auf. Sie zeigen in den zerborstenen Individuen eine regellose Lagerung; in den einheitlichen Krystallen sind sie parallel einer Spaltungsrichtung geordnet (Fig. 5—7), oder sie erscheinen untereinander parallel, aber schief zur Spaltungsrichtung des Augites gelagert (Fig. 8). Die unregelmässigen und verschwommenen Contouren des Biotits, der gleichsam in den Augit allmählich übergeht, machen es überaus wahrscheinlich, dass hier keine primäre Einlagerung von kleinen Glimmerlamellen

im Augit vorliegt (man müsste in diesem Falle scharf begrenzte Umrisse erwarten), sondern vielmehr eine secundäre Entstehung aus dem Augit. Die in der Minette vielfach wahrzunehmenden Erscheinungen, welche auf das Conto des Gebirgsdruckes zu setzen sind, legen es uns nahe, auch hier an die Mitwirkung derselben Ursache zu denken, zumal ja die Wirkungen mechanischer Kräfte, wie oben erörtert, am Augit selbst vielfach zu bemerken sind. Die Herausbildung des Biotits aus dem Augit wurde schon öfters beobachtet, wenngleich wohl meist hydatogenen Processen zugeschrieben. So erwähnt Blum [1]) die Pseudomorphosen von Glimmer nach Augit aus dem Fassathal, von Monroe in New-York, Tschermak [2]) aus den Tescheniten. Richthofen [3]) fand sie in den Tuffen von Südtirol; besonders hervorzuheben ist es, dass in letzterem Falle die Umwandlung in Rubellan oft von innen heraus beginnt; es entstehen rothe Glimmerblättchen, bis endlich der ganze Krystall in eine rothe Masse mit scharfkantigen Umrissen sich verwandelt. Rohrbach [4]) erwähnt Biotit secundär aus den Augiten des Teschenits von Dzingelau in Mähren, Brauns [5]) aus dem Paläopikrit von Mornshausen in Hessen und Bergt [6]) aus Quarzdiabasen und Uralitporphyriten von Südamerika.

Dass auf dynamometamorphem Wege Biotit aus Augit entstehen könne, sprach wohl zuerst Lehmann [7]) aus, und zwar kann nach seinen Beobachtungen der Glimmer sich sowohl direct aus dem Pyroxen bilden, als auch aus dem Amphibol, der selbst erst einer Umsetzung des Augits seine Entstehung verdankt. Ganz dasselbe finden wir auch in der Minette des Plauen'schen Grundes, woselbst wir den Biotit sowohl im sonst noch unzersetzten Augit, als auch in der aus diesem hervorgegangenen Hornblende finden (Fig. 7 u. 8). Auch Schuster [8]) hat uns noch neuerdings mit der Entstehung des Biotits aus Hornblende auf dynamometamorphem Wege bekannt-

[1]) Pseudomorph. I, pag. 31 und III, pag. 93.
[2]) Porphyrgesteine Oesterreichs. 1869, pag. 264.
[3]) Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. zu Wien. 1858, Bd. XXVII, pag. 335.
[4]) Diese Mitth. 1885, Bd. VII, pag. 27.
[5]) N. Jahrb. f. Mineral. B. B. V, pag. 289.
[6]) Diese Mitth. 1888, Bd. X, pag. 320, 326.
[7]) l. c. pag. 198, 231.
[8]) Mikroskop. Beobachtungen an californischen Gesteinen. N. Jahrb. f. Min. 1887, B. B. V, pag. 550, 557.

gemacht, sowie gezeigt, dass auch umgekehrt Faserhornblende aus Biotit sich entwickeln kann.

Die in der Literatur sich häufig findenden Angaben über gesetzmässige, ursprüngliche Verwachsungen von Biotit oder Hornblende mit Augit dürften bei erneuerter Untersuchung wohl sehr zu Gunsten der secundären Herausbildung jener Minerale aus dem Pyroxen zusammenschmelzen. Hiermit soll nicht gesagt sein, dass überhaupt eine gesetzmässig orientirte Einlagerung von Biotit in Augit nicht vorkommen könne, ja es ist sogar nicht ausgeschlossen, dass einige der zahlreichen Glimmervorkommnisse im Augit vorliegender Minette unter diese Rubrik gehören, wie man z. B. bei Fällen, wie sie Fig. 6 darstellt, in Zweifel sein könnte, welche von beiden Alternativen: primärer Einschluss oder secundäre Entstehung, vorliegt. Der ganz bedeutenden Mehrzahl nach müssen jedoch in den Augiten der vorliegenden Minette die Glimmerpartien eine secundäre Entstehung haben, da sie, abgesehen von den verschwommenen Contouren, auch besonders an diejenigen Pyroxene geknüpft sind, welche durch mechanische Kräfte eine Zertrümmerung oder eine Ueberführung in Uralit erfahren haben.

Recht mannigfach sind die Vorgänge, welche bei der atmosphärischen Verwitterung des Augits eintreten. Zuerst beobachtet man häufig eine Trübung der Substanz, die bald eine Art zerfressenes Aussehen erhält. In stärker zersetzten Gesteinspartien tritt dann an seine Stelle meist Kalkspath. Die Umsetzung beginnt entweder von aussen und schreitet dann besonders auf den Spaltrissen vorwärts, so dass bei einem gewissen Stadium der Umwandlung eine Art Maschenwerk entsteht ähnlich demjenigen, welches bei der Zersetzung des Olivins in Serpentin so häufig vorkommt; oder aber es beginnt die Umwandlung im Innern des Krystalls (in selteneren Fällen), ohne dass durch die Beobachtung eine Erklärung dieses auffälligen Verhaltens zu finden wäre. Aus der Analogie mit den bei anderen Mineralen studirten centralen Zersetzungsanfängen kann man nur schliessen, dass der Kern des Augits eine andere chemische Zusammensetzung als die Schale hat, vielleicht an Calcium reicher ist. Bei der Zersetzung des Augits in Carbonate bleiben die Contouren sehr oft vollkommen erhalten, so dass die prächtigsten Pseudomorphosen entstehen. Diese lassen selbst noch zuweilen die charakteristische Structur des Muttterminerales, als Spaltrisse, Querabsonde-

rung bei verticaler Erstreckung erkennen. Auch die präexistirenden Augitzwillinge nach dem Orthopinakoid geben sich dadurch kund, dass die jetzt vorliegenden Kalkspathhälften eine verschiedene optische Orientirung zeigen.

Aber nicht immer ist der Umwandlungsvorgang ein so einfacher. Oft treten Complicationen auf, und diese sind besonders schön zu beobachten in der pseudoperlitischen Varietät des Kersantits. Frische Pyroxensubstanz ist hier nirgends mehr wahrzunehmen. Die äusserst charakteristischen achtseitigen Querschnitte stellen aber die Augitnatur des ursprünglichen Minerales ausser allem Zweifel. Als pseudomorphe Formen erscheinen innerhalb der Augitdurchschnitte: Chlorit, Calcit, Epidot, Quarz. In dem Auftreten dieser Umwandlungsproducte herrscht nun aber eine gewisse Gesetzmässigkeit. Meist ist es aggregatförmiger Quarz, welcher im Verein mit grünlichem, schwach pleochroitischem und matt polarisirendem Chlorit den Augitraum einnimmt. Der Quarz erscheint dann gewöhnlich im Vergleich zum Chlorit randlich gelagert. Dieser ist gegen jenen hin faserig begrenzt oder lässt einen an Helminth erinnernden Bau erkennen. Trotz dieses faserförmigen Eingreifens des Chlorits in den Quarz, welches durchaus den Anschein erweckt, als verdränge jener diesen, ist die reine Kieselsäure doch jüngerer Entstehung als das Silicat. Geht dies schon aus dem häufigen Auftreten des Chlorits innerhalb des Quarzaggregats hervor, so wird es auch durch die Thatsache bewiesen, dass die kleineren Pseudomorphosen, bei denen also die Umwandlungserscheinungen eher zum Endziel führen mussten als bei den grösseren, aus einem Quarzaggregat bestehen, nicht aus Chlorit, dass umgekehrt bei den grösseren Individuen die Antheilnahme des Quarzes an den Pseudomorphosen eine viel geringere ist und sich auf die randlichen Partien beschränkt. Die Umwandlung muss also derart vor sich gegangen sein, dass der Augit sich zunächst in Chlorit zersetzte, eine oft beobachtete Erscheinung, und dass hierauf dieser durch Quarz verdrängt wurde. So geht also in genanntem Falle die Silificirung der Augite durch das Stadium der Chloritisirung hindurch und liefert uns ausgezeichnete Pseudomorphosen von Quarz nach Augit.

Aber nicht immer braucht das Zwischenstadium des Chlorits vorhanden zu sein. In der Minette des ersten Bruches kann man beobachten, wie der Quarz einfach den nach Augit pseudomorphen

Calcit verdrängt und schliesslich selbst Pseudomorphosen nach Augit bildet; und an den Präparaten des mittleren Ganges an der Nordseite des zweiten Bruches kann man endlich studiren, wie der Quarz direct den Augit verdrängt, ohne ein Zwischenstadium von Chlorit oder Calcit. Es schwimmen dann gleichsam die stark brechenden Augitreste innerhalb des wasserklaren Quarzteiges.

In den Quarz- und Calcitpseudomorphosen nach Augit bemerkt man nicht selten Rutil in Krystallaggregaten, häufiger noch in unregelmässig gestalteten Formen. Primäre Einschlüsse können es nicht sein, da nie im frischen Augit oder in der uralitischen Hornblende dieses Mineral beobachtet worden ist. Entweder liegt eine bei der Zersetzung des Mutterminerales vor sich gegangene Concentration des Titansäuregehaltes oder eine Einwanderung der Titansäure in die Pseudomorphosen vor. Wahrscheinlich haben beide Factoren hier mitgewirkt. Ein Titangehalt ist bei vielen Augiten nachgewiesen worden. Die oft im Vergleiche zu dem vorliegenden Malakolith relativ sehr bedeutende Grösse der Rutilkörner legt es aber nahe, dass die Titansäure wenigstens zum Theil von auswärts, d. h. von zersetztem Biotit herstammt.

Bei der Chloritisirung des Malakoliths musste sich nothwendig der Kalkgehalt und ein Theil der $Si\,O_2$ ausscheiden, dagegen $Al_2\,O_3$ und $Fe\,O$ zugeführt werden; Kalkspath ist aber nur ausnahmsweise innerhalb dieser Pseudomorphosen zu beobachten; er wandert vielmehr in alle Klüfte und Hohlräume fort. Da der Quarz lückenlos pseudomorph nach Augit auftritt, so kann seine $Si\,O_2$ nicht sämmtlich aus dem letzteren, resp. dem Chlorit stammen, sondern muss wenigstens zum Theil von aussen zugeführt worden sein. Das vorher im Chlorit enthaltene $Fe\,O$ finden wir zum Theil wieder in den in der Umgebung der Pseudomorphosen abgelagerten secundären Schnüren und Putzen von Eisenoxyd und -hydroxyd, die $Mg\,O$ jedenfalls in den zahlreich vorhandenen Carbonaten und die $Al_2\,O_3$ nebst dem übrigen Theile des $Fe\,O$ in dem secundären Epidot der Grundmasse. Die bei der Chloritisirung des Malakolithes freiwerdende $Si\,O_2$ und das $Ca\,O$ sind aber zuweilen auch schon innerhalb der Pseudomorphosen unter Zufuhr von $Al_2\,O_3$ und $Fe_2\,O_3$ zu einem neuen Silicat, dem Epidot, zusammengetreten. Ursprünglich eingelagerte Apatitkrystalle bleiben bei der Pseudomorphosirung der Augite unangegriffen.

Es ist oben erwähnt worden, dass vom frischen, unzersetzten Augit im Kersantit nichts mehr wahrzunehmen ist, und es ist dann stillschweigend die Annahme gemacht worden, dass ein eisenarmer bis eisenfreier und thonerdefreier Augit bei der Umwandlung vorgelegen habe, daher denn bei der Chloritisirung das FeO und die Al_2O_3, wenn nicht gänzlich, so doch zum grossen Theil hätten zugeführt werden müssen. Diese Annahme findet ihre Stütze darin, dass ganz ähnliche Pseudomorphosirungsvorgänge, wie die beschriebenen, auch in der oberhalb der Gasanstalt anstehenden Minette zu beobachten sind, und dass in diesem Falle der Nachweis des ursprünglichen Vorhandenseins eines farblosen, eisen- und thonerdefreien Pyroxens geliefert werden kann.

Echte Pseudomorphosen von reinem Quarz nach Augit werden nur von Rosenbusch[1]) in gewissen Diabasen und von Linck[2]) in der Minette von Weiler erwähnt. Schwerdt[3]) beobachtete Pseudomorphosen von Hornstein nach Augit in chinesischem Augittrachyt. Makroskopisch erkannte Maier[4]) Pseudomorphosen einer jaspisähnlichen Substanz nach Augit im Quarzporphyr von Wolfsberg bei Cernossin, Tschermak[5]) Opal nach Augit im Quarzporphyr von Elbingerode und Grandjean[6]) von Hyalit nach Augit in Klüften des Basaltes bei Neunkirchen in Nassau.

Ein dem Augit nahestehender anderweitiger Gemengtheil der Minette des Plauen'schen Grundes ist die Hornblende. Sie tritt in vier Modificationen auf.

1. Säulige, schilfige, grüne Krystalle, zu parallelen Büscheln gelagert oder auch divergirend. Augitreste sind innerhalb der Aggregate öfters noch erkennbar; die Amphibolsäulchen schiessen aber jedenfalls weit über den früher vom Pyroxen eingenommenen Raum hinaus.

2. Compacte grüne Hornblende. Sie erscheint im Innern von Augitindividuen, ersetzt diese auch völlig, bleibt aber dann nicht

---

1) Mikrosk. Physiogr. II, pag. 331 (1. Aufl. 1877) [pag. 184 in 2. Aufl.].

2) Geognost.-petrogr. Beschreib. d. Grauwackengebietes von Weiler b. Weissenburg. Abh. z. geol. Specialk. v. Elsass-Lothr. 1884, Bd. III, H. 1, pag. 27.

3) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1886, pag. 230.

4) Blum: Pseudomorph. III, pag. 49.

5) Sitzungsber. d. Wiener Akad. 1862, Bd. XLVI, pag. 481.

6) Jahrb. d. Ver. f. Naturkunde im Herzogth. Nassau. 1851, Bd. VII, pag. 220; vergl. pag. 235.

immer auf den vom Pyroxen eingenommenen Raum beschränkt, sondern verbreitet sich auf geringe Entfernung auch in die Umgebung. Hier ist sie nur von Längsflächen krystallographisch begrenzt, an den Polen stets ausgezackt, wohl auch faserig. Der innige Verband des ausserhalb des Augitdurchschnittes erscheinenden Amphibols mit demjenigen innerhalb desselben machen es zweifellos, dass ersterer ebenfalls secundär ist.

Zuweilen kann man beobachten, dass das Compactwerden der Hornblende durch das Stadium der Faserung hindurchgeht, dass also mit zunehmendem Alter die Hornblende immer compacter wird. So besitzen die gleichsam noch nicht ganz fertigen Pseudomorphosen von compacter Hornblende nach Augit einen faserigen Rand und einen compacteren Kern, sofern die Uralitisirung im Innern des Krystalles begonnen hat. Der von den Augitdurchschnitten aus sich verbreitende Amphibol spitzt sich an dem am weitesten entfernten Ende zu oder fasert sich aus, während er nach dem Pyroxen zu immer compacter wird; und nur da, wo die Umwandlung zum Stillstand gekommen ist, wo kein augitisches Mineral mehr den Stoff zur Neubildung liefern konnte, finden wir durchaus compacte, grüne Hornblende. Es geht aus dem Erwähnten schon hervor, dass zwischen der säulenförmig-büscheligen und der compact-faserigen Hornblende keine allzuscharfe Grenze liegen kann.

Wie sollen wir diese compacte, secundäre Hornblende kurz bezeichnen? Bergt[1]) hat mit Recht betont, dass man die Schranken des Uralits bisher zu eng gezogen habe und diesen Begriff dahin erweitern solle, dass man unter Uralit, „zugleich im Gegensatze zu secundärer brauner, compacter Hornblende, grüne faserige Hornblende verstünde, welche aus einem augitischen Minerale hervorgegangen ist, und zwar direct, d. h. welche an den früher vom Pyroxen eingenommenen Raum gebunden und nicht eine secundär gewanderte Hornblende ist". Ich möchte nun nicht zu viel Wert auf den „früher vom Pyroxen eingenommenen Raum" legen. Wir können in der Minette des Plauen'schen Grundes keine strenge Scheidewand ziehen zwischen der Hornblende innerhalb des früheren Augitraumes und der ausserhalb desselben, aber mit jener noch in Zusammenhang

[1]) Beitrag zur Petrographie der Sierra Nevada de Santa Marta etc. in Südamerika. Diese Mitth. 1888, Bd. X, pag. 357.

stehenden, ohne genetisch Zusammengehöriges zu trennen. Und ich denke, wir dürfen auch nicht allzu viel Wert legen auf die faserige oder compacte Beschaffenheit der Hornblende, denn wir sehen in den vorliegenden Gesteinen, dass beide nur verschiedene Stadien desselben Umwandlungsprocesses darstellen. In Erwägung dieser Umstände dürfte es gerechtfertigt sein, von uralitischer Hornblende überhaupt dann zu sprechen, wenn grüne Hornblende, gleichviel ob faserig oder compact, denn beides geht ineinander über, nachweislich aus Augit entstanden ist und sich entweder an dem ursprünglichen Orte befindet oder auch über diesen hinausreicht, jedoch in Connex mit der innerhalb des Augitraumes befindlichen Hornblende geblieben ist.

Diese Auffassung des Begriffes Uralit geht im Grunde genommen nicht viel weiter als die von Bergt, der schliesslich selbst unter Uralit auch diejenige Hornblende mit einbegreift, bei welcher „nur eine geringe, kaum bemerkbare Faserung eingetreten ist“ (pag. 354), oder welche in ihrer Begrenzung nicht mehr ganz die früheren Augitumrisse widerspiegelt (pag. 351 ff.); eine Auffassung, die, wie genannter Autor selbst angibt, ihre historische Berechtigung hat, da Rose selbst von „unregelmässiger gebildeten Uraliten“, d. h. von „rundlichen“, „kugeligen“ Formen spricht, welche die Augitform nur noch schwer oder gar nicht mehr erkennen lassen und, aus „excentrisch- oder verworren-faserig zusammengehäuften Individuen“ bestehend, in Farbe, Glanz, Härte mit den regelmässigen Uraliten genau übereinstimmen. Zu einem derartigen unregelmässigen Uralit im weiteren Sinne würden die obigen Hornblendeneubildungen, welche zum Theil den alten Augitraum noch einnehmen, zum Theil darüber hinausgehen, ungezwungen gestellt werden können. Im übrigen stimme ich vollkommen mit Bergt darin überein, dass „Uralit im engeren Sinne zwar ein sehr bemerkenswertes, mineralogisch-krystallographisch wichtiges Stadium darstellt, aber ein vorübergehendes Stadium in einem Umwandlungsprocess: er knüpft an Aeusserlichkeiten an, welche in der Petrographie für die Benennung eines Minerales nicht maassgebend sein können. Wollte man an dem Begriff Uralit: Hornblende mit Augitform festhalten, so müsste man Dinge, welche mit letzterem gleichen Wesens und Ursprunges sind, mit verschiedenen Namen belegen“ (pag. 356).

Die uralitische Hornblende gibt, wie zu erwarten, die ursprünglichen Zwillingsgestalten des Augits wieder. Selbstverständlich ist

es, dass der Augit vorliegender Minette immer mehr verschwindet, je mehr der Uralit an Menge zunimmt, und so kann auf diesem Wege das Endziel erreicht werden: die secundäre Bildung von Hornblendeminette aus Augitminette.

Dass wir die Entstehung von Uralit als einen dynamometamorphen Act anzusehen haben, wird wohl von allen Forschern, die sich in jüngst vergangener Zeit damit beschäftigt haben, anerkannt. Nur darf man nicht, wie dies schon Rosenbusch[1]) hervorhebt, in dem Umwandlungsvorgang eine einfache Paramorphose erblicken wollen: Die oft innerhalb der secundären Hornblende auftretende Epidot- oder Calcitdurchstäubung weist auf eine *Ca O*-Ausscheidung aus dem Molecül hin. Vielleicht sind die in vorliegender Minette innerhalb der Hornblende zuweilen mikroskopisch sichtbaren Epidotnester eine Zusammenballung der bei der Uralitisirung sich ausscheidenden Epidotsubstanz. Es ist aber auch möglich, dass eine auf hydatogenem Wege vor sich gegangene Umwandlung vorliegt. Dass aber eine Paramorphose nicht statthaben kann, geht im vorliegenden Falle schon aus der Thatsache hervor, dass der Uralit jedenfalls eisenreicher ist, als der Malakolith.

Gleichwie Bergt[2]) und Andere[3]) betonen, ist die sogenannte gewanderte Hornblende, welche im vorliegenden Gestein die

3. Modification des Amphibols darstellt, vom Uralit streng zu trennen. Man könnte ja freilich behaupten, dass zwischen der mit dem Muttermineral Augit noch in Connex gebliebenen, aber doch schon ausser dessen früheren Contouren befindlichen Hornblende und der weiter fortgewanderten nur ein gradueller Unterschied sein könne, dass die eine sich eben nur weiter weg entfernt habe als die andere. Diese Speculation findet jedoch durch die Beobachtung keine Stütze. Es ist in der That ein sehr bemerkenswerter Unterschied zwischen der in feinsten Nadeln durch das ganze Gestein verbreiteten und der uralitischen Hornblende. Die gewanderte Hornblende durchdringt in Form haarförmiger Nädelchen in enormer Anzahl den Feldspath (siehe oben). Durchziehen Spalten und Risse das

---

[1]) Mikr. Phys. I, pag. 472.

[2]) l. c. pag. 355.

[3]) Götz, N. Jahrb. f. Min. 1888, B. B. IV, pag. 172; Lossen, Jahrb. d. preuss. geol. Landesanst. f. 1884. 1885, pag. 530; Michel-Lévy, Bull. d. l. Soc. géol. d. France. (3) IX, pag. 273—302; Cohen, N. Jahrb. f. Min. 1883, I, pag. 212.

Gestein, in welchem sie auftritt, dann werden dieselben durch die gewanderte Hornblende wieder ausgeheilt, indem die haarscharfen Nädelchen derselben zu einem derartig dichten Filz zusammentreten, dass bei den denkbar dünnsten Präparaten und starker Vergrösserung das Gewirre noch undurchdringlich ist. Dass in derartigen Klüften neben untergeordnetem Quarz (und Albit?) noch schöne Epidotkrystalle und -körner vorkommen können, möge hier nur beiläufig erwähnt sein. Dieser Epidot ist aber in den untersuchten Fällen (Contactstücke) nachweislich vom Syenit aus eingewandert, da er in den Spältchen immer seltener wird, je weiter man sich vom Contact entfernt. Die Einwanderung geschah — es ist dies für die Beurtheilung der Genesis der Amphibolitisirung der vorliegenden Gesteine nicht unwichtig — gleichzeitig mit der vom Lamprophyr ausgehenden Einwanderung der Hornblende, denn der Epidot wird central von wenigen, peripher von vielen Amphibolnadeln durchspickt. Die Minette selbst ist unter völligem Verlust des Augits und starkem Zurücktreten des chloritisirten Glimmers in ein Hornblende-Feldspathgestein umgewandelt worden, dessen Mineralbestand und Structur nur noch geringe Anklänge an die ursprünglichen Verhältnisse erkennen lässt. Eine derartige Ausbildungsweise lässt sich gut an der nördlichen Contactstelle der grossen Lamprophyrwand mit dem Syenit des zweiten Bruches beobachten.

Dass es ganz ungerechtfertigt wäre, die gewanderte Hornblende mit der compact-faserigen unter eine Rubrik zu stellen, d. h. den Namen Uralit auf sie auszudehnen, geht insbesondere auch daraus hervor, dass wir im vorliegenden Falle gar nicht im Stande sind, nachzuweisen, dass sämmtliche gewanderte Hornblende aus dem Augit entstanden ist. Dieselbe hat in ihrer Erscheinungsweise oft so viel Aehnlichkeit mit der aus Olivin hervorgegangenen und noch in loco befindlichen Hornblende, dass man ihr einen verschiedenen Ursprung beizulegen geneigt sein kann.

Die aus dem Olivin entstandene Hornblende, welche die

4. Modification des Amphibols in unserer Minette darstellt, soll aber besser bei den Olivinpseudomorphosen ihre Besprechung finden.

Braune Hornblende tritt in den Lamprophyren des Plauenschen Grundes nicht auf.

Es erscheint fast überflüssig, zu erwähnen, dass wir in manchen Minettevarietäten vergebens nach Uralit uns umsehen werden; es

wird dies selbstverständlich in denjenigen der Fall sein, in welchen der Augit noch als solcher vorliegt (seltener Fall), oder durch hydatogene Zersetzungsprocesse in Chlorit, Calcit, Quarz sich umgesetzt hat.

Pseudomorphosen nach Olivin.

Aus den Umgrenzungen secundärer Mineralaggregationen geht mit vollster Sicherheit hervor, dass einst auch Olivin ein Gemengtheil der Minette des Plauen'schen Grundes gewesen ist. Niemals mehr beobachtet man innerhalb der dem Olivin zugehörigen Contouren diesen Gemengtheil noch im frischen, unzersetzten Zustande. Neubildungsproducte sind durchgängig an seine Stelle getreten.

Ueber das Vorkommen des Olivins, seine Anreicherung nach dem Contacte zu wird später die Rede sein.

Diejenigen Minerale, welche die Hauptrolle bei der Umwandlung des Olivins spielen, sind die Hornblende und der Talk. Zunächst die Hornblende. Sie erscheint in dünnen, lichtgrünen bis farblosen Nadeln, welche vom Olivinrande aus nach innen vordringen, wobei sie entweder unter schiefen Richtungen oder auch senkrecht auf den Umrissen des Mutterminerales stehen. Sie erfüllen, sich mannigfach durchkreuzend, den ganzen Innenraum oder beschränken sich auf eine mehr oder weniger dicke Randzone oder treten isolirt im Innern des einstigen Olivinkrystalles auf. In den beiden letzteren Fällen wird der übrig bleibende Raum von anderen Mineralien erfüllt. Das gelegentliche Zerbrochensein langer Hornblendenadeln weist auf die Wirkung mechanischer Kräfte hin. Dass die auf Hornblende gestellte Diagnose eine richtige ist, beweisen nicht nur die bis 20° reichende Auslöschungsschiefe, die lebhaften Polarisationsfarben, die Unangreifbarkeit durch heisse Salzsäure, sondern auch vor Allem das gelegentliche Auftreten compacterer Hornblendeformen innerhalb der Pseudomorphosen, bei denen die typische Amphibolspaltbarkeit mit dem Winkel von 124° beobachtet werden kann.

Diese Pseudomorphosen von Hornblende nach Olivin sind, nachdem sie von Törnebohm[1]) bekanntgemacht und von Becke[2]) mit dem Namen Pilit belegt worden sind, mehrfach in Gabbros,

[1]) Ueber die wichtigeren Diabas- und Gabbrogesteine Schwedens. N. Jahrb. f. Min. 1877, pag. 383.

[2]) Eruptivgesteine aus der Gneissformation des niederösterr. Waldviertels. Diese Mitth. 1882, Bd. IV, pag. 163.

Diabasen, Kersantiten und Minetten (in diesen wohl nur von Rosenbusch[1]) beobachtet worden.

Im vorliegenden Falle gehört die pilitische Hornblende entweder dem Grammatit an, wenn sie farblos ist, oder dem Aktinolith, wenn sie einen grünlichen Ton besitzt. Ein geringer Pleochroismus ist im letzteren Falle wahrnehmbar. Zwillinge nach $\infty P \infty$ (100) wurden, wenn auch selten, bei den compacteren Gestalten der secundären Hornblende beobachtet. Der Grammatit ist meist durchstäubt mit feinsten Magnetitkörnchen, während dem Strahlstein die Imprägnation des Eisenerzes fehlt. Es ist hier also der Eisengehalt des Olivins, wenigstens zum Theil, in der Hornblende enthalten, während er in jenem Falle in dem Erz concentrirt ist. Diese Abhängigkeit des Magnetitstaubes von der Beschaffenheit der Hornblende liefert uns den sicheren Beweis, dass er keine ursprünglichen Einlagerungen im Olivin darstellt, sondern mit der Hornblende gleicher secundärer Entstehung ist.

Eine ziemliche Mannigfaltigkeit herrscht in der Art jener Substanzen, welche für den Fall, dass die pilitische Hornblende den Olivinraum nicht gänzlich erfüllt, als Zwischenmasse auftreten. Diese sind Chlorit, Biotit, Talk und Magnetit nebst dessen Zersetzungsproducten.

Zunächst der Chlorit. Als grüne, schwach pleochroitische Substanz zwängt er sich zwischen die Hornblendenadeln, hier zunächst noch sehr an Menge gegen jene zurückstehend, anderwärts aber schon derart an Ausdehnung gewinnend, dass die Aktinolithnadeln vom Rande der Pseudomorphose her nur vereinzelt in ihn hineinschiessen oder mitten in ihm gelegen sind. Glüht man Präparate, die derartige Verhältnisse zeigen, so färbt sich der Chlorit braunroth, die Hornblendenadeln bleiben unverändert, so dass diese nun gleichsam wie hellfarbige Spiesse einen tief gefärbten Teig durchspicken. Dieses Verfahren liefert hübsche Demonstrationsobjecte und erlaubt zugleich, das gegenseitige Mengenverhältnis zwischen dem grünlichen Amphibol und dem grünen Chlorit genau abzuschätzen.

Das zweite Zwischenproduct, der Biotit, erscheint in kleinen regellosen Fetzen mit verschwommenen Contouren besonders zwischen den Pilitnadeln. Seine Antheilnahme an der Zusammensetzung der

[1]) Mikrosk. Physiogr. II, pag. 315.

Pseudomorphosen schwankt ziemlich erheblich; im allgemeinen erreicht er aber selten die Menge des Chlorits oder Talkes.

Als letztes Zwischenproduct, wenn wir hier von dem Erz absehen, tritt der Talk auf, und zwar in Form einer farblosen, schuppigen Substanz. Er polarisirt in genau denselben lebhaften Farben wie der Pilit, unterscheidet sich aber von diesem, selbst dem farblosen Grammatit, unschwer durch das geringere Brechungsvermögen und die Structur. Von heisser Salzsäure bleibt er völlig unangegriffen. Häufig ist er mit Magnetit aggregirt. Fig. 9, welche aus einem mit Salzsäure geätzten Schliff entnommen ist, versucht ein Bild dieser Pseudomorphosen von Pilit *(H)*, Biotit *(B)* und Talk *(T)* nach Olivin zu geben. Durch die Behandlung mit der Säure wurde das vorhandene Erz gelöst, der Biotit wenig gebleicht.

Die Bildung von Chlorit und Talk aus Olivin ist etwas Gewöhnliches, so dass es einer Literaturangabe nicht bedarf. Selten nur wurde aber die Bildung von Biotit aus Olivin beobachtet; es geschah dies bisher durch Becke[1]), Sjögren[2]), Schuster[3]) und Lenk.[4])

Haben wir soeben gesehen, dass der Talk innerhalb der Pilitpseudomorphosen aufzutreten vermag, so wird es uns nicht überraschen, wenn wir auch vollständige Pseudomorphosen von Talk + Erz nach Olivin wahrnehmen. Diese können merkwürdiger Weise mit den Hornblendepseudomorphosen nicht nur in ein und demselben Gang, sondern nebeneinander in ein und demselben Präparat auftreten. Sie unterscheiden sich von diesen in den meisten Fällen schon sozusagen von ferne durch ihren bei weitem grösseren Erzgehalt. Das Aussehen der Talkpseudomorphosen ist ziemlich mannigfach je nach der Structur und der relativen Menge dieses Minerales. Derselbe erscheint in äusserst feinfaserigen, farblosen oder mit einem Stich in's Bräunliche versehenen Aggregaten mit lebhaften Polarisationsfarben und gerader, der Faseraxe parallel gehender Auslöschung; die Fasern haben partienweise eine gleichsinnige Richtung, wobei

---

[1]) l. c. pag. 333.

[2]) Om de norska apatit förekomsterna och sannolikheten att anträffa apatit i Sverige. Geol. Fören. i Stockholm. Förh. 1883, Bd. VI, pag. 447. Ref. N. Jahrb. f. Min. 1884, I, pag. 81.

[3]) l. c. pag. 536.

[4]) Zur geologischen Kenntnis der südlichen Rhön. Inaug.-Diss. Würzburg 1887, pag. 50.

aber entschieden die Tendenz einer der Verticalaxe des Olivins parallel gehenden Anordnung vorherrscht. Die Fig. 10 bringt diese Ausbildungsweise zur Veranschaulichung. Anderwärts, oft in Schliffen von demselben Handstück, nehmen die Fasern breitere Dimensionen an, so dass sie als nach einer Richtung in die Länge gezogene Blättchen erscheinen: der eigentliche Typus des Talkes. Bei Anwendung gekreuzter Nicols erkennt man dann eine ausgezeichnete Balkenstructur dieser Aggregate, ganz ähnlich derjenigen, welche bei dem aus Augit hervorgegangenen Serpentin zu beobachten ist. Endlich aber erscheint der Talk auch in ziemlich äquidimensionalen Blättchen, die aber infolge ihres innigen Verfilztseins und der durch die mehrfache Uebereinanderlagerung dieser Individuen hervorgerufenen optischen Störungen nur schwer als solche erkennbar sind.

Dass in allen diesen Fällen in der That Talk vorliegt, worauf die mikroskopische Analyse hinwies, wurde noch durch mikrochemische Reactionen erhärtet. Isolirte Partien eisenerzfreier Talkpseudomorphosen ergaben mit Flusssäure behandelt die hexagonalen Krystalle von Kieselfluormagnesium in der Combination $R \,.\, \infty P2\, [\pi(10\bar{1}1) \,.\, \pi(11\bar{2}0)]$ oder $\infty P2 \,.\, R\, [\pi(11\bar{2}0) \,.\, \pi(10\bar{1}1)]$ mit starker Doppelbrechung und lebhaften Polarisationsfarben.

Eine fernere Mannigfaltigkeit herrscht in Bezug auf die Antheilnahme und Lagerung des Magneteisens nebst seinen Zersetzungsproducten Eisenglanz und Limonit in diesen Pseudomorphosen. Dasselbe ist entweder in Körnern unregelmässig vertheilt oder längs präexistirender Quersprünge des Olivins angereichert. Es kann aber auch in zwiebelschalenförmig gewundenen Lagen innerhalb der Pseudomorphosen auftreten oder selbst den ganzen Innenraum derselben einnehmen, während der Talk auf die äussere Schale beschränkt ist. Und endlich kommt es vor, dass das Erz einen auf die Talkhülle folgenden Ring bildet, während das Innere von anderen Mineralien erfüllt ist. Als solche wurden Serpentin und Carbonate beobachtet; letztere sind vielleicht erst aus dem Serpentin hervorgegangen. Die Fig. 11 verleiht ein Bild dieser Verhältnisse. Nach der Wegätzung des oft massenhaft vorhandenen Erzes dieser Pseudomorphosen treten zuweilen vereinzelte dunkelrothe und gelbe Spinelle (Chromit und Picotit) sowie seltener Rutilkryställchen hervor. In ersteren haben wir die primären Einschlüsse des Olivins zu erblicken, in letzteren die an den Olivin gebunden gewesene Titansäure. Dass

auch ein Theil des Magneteisens zu den ursprünglichen Gästen zu rechnen ist, muss von vornherein als sehr wahrscheinlich gelten, da ja bekanntlich der Olivin meist dieses Erz beherbergt. Gewöhnlich ist es nicht eben schwer, das primäre Magneteisen vom secundären zu unterscheiden. Ersteres besitzt meist eine viel bessere krystallographische Formenentwicklung als letzteres, welches in unregelmässig begrenzten Körnern oder schnurförmigen Aggregaten etc., wie oben beschrieben wurde, aufzutreten liebt.

Es braucht nun, wie dies ja vorauszusehen ist, nicht immer der Fall zu sein, dass die Pseudomorphosen, sowohl diejenigen des Pilits als die des Talks, genau die Olivinumrisse erkennen lassen. Man beobachtet oft rundliche oder eckige Haufwerke von Pilitnadeln oder Talkschuppen, welche sich, abgesehen von der äusseren Umgrenzung, in nichts von jenen zweifellosen Pseudomorphosen unterscheiden und sicherlich den gleichen Ursprung mit ihnen theilen. Sie sind eben nicht aus Olivinkrystallen, sondern -körnern entstanden, oder es haben die Krystallformen bei den Pseudomorphosirungsvorgängen eine Abrundung erlitten. Diese Körner können selbst zu Aggregaten zusammentreten, und dann bezeichnet gewöhnlich ein opaker Erzstrich die einstigen Verbandsverhältnisse der einzelnen Individuen.

Der Process der Pilitbildung ist bisher nur in Gebirgsgliedern angetroffen worden, welche der Pressung ausgesetzt gewesen sind, woraus man in Verbindung mit anderen Erscheinungen geschlossen hat, dass mechanische Kräfte bei der Bildung dieser secundären Hornblende eine wichtige Rolle gespielt haben.[1]) Insbesondere ist durch die Beobachtungen Törnebohm's an schwedischen Gabbros (l. c.), welche von Becke (l. c.) und Rosenbusch[2]) anderwärts bestätigt gefunden wurden, erwiesen worden, dass eine Wechselwirkung zwischen dem Plagioklas und Olivin zur Herausbildung der Amphibolzonen geführt hat.

Auch bei der Bildung der Olivinpseudomorphosen der Lamprophyre des Plauen'schen Grundes müssen wir eine Inanspruchnahme

---

[1]) R. Brauns schreibt die Bildung des Tremolits aus Olivin im Paläopikrit von Bottenhorn allein der Verwitterung zu. (Mineralien und Gesteine aus dem hessischen Hinterlande. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1888, Bd. XL, pag. 467).

[2]) Mikrosk. Physiogr. II, pag. 161.

der Feldspathsubstanz voraussetzen. Es geht dies aus folgenden Beobachtungen hervor.

Sowohl die Pseudomorphosen des Pilits als die des Talks sind von einem Saum von Biotitblättchen umgeben. Man könnte wohl dieselben, zumal beim Pilit, wo sie grössere Dimensionen erreichen, für eine ursprüngliche Umgrenzung des Olivins, für eine Attractionserscheinung halten. Untersucht man aber die Sache genauer, so wird man finden, dass, zumal bei den Talkpseudomorphosen, die Randzone derselben auf das Innigste mit winzigen Glimmerblättchen durchfilzt ist. Bei schwacher Vergrösserung kann dies wohl den Eindruck hervorrufen, als habe ein brauner Saft die Umgebung der Olivine durchtränkt. Aber schon bei 600facher Vergrösserung beginnt man die blätterige Structur dieses Färbemittels, seine Glimmernatur zu erkennen, und man bemerkt bei der Drehung des Objecttisches einen wenn auch nur geringen Pleochroismus. In der Figur 11 stellt der Rand ausserhalb der Erzzone diese innige Verfilzung von Talk und Biotit dar. Noch deutlicher tritt dieser glimmerhaltige Saum der Talkpseudomorphosen an mit Salzsäure geätzten Schliffen hervor, da infolge der innigen Verwachsung der winzigen Glimmer- mit den Talkschüppchen eine Entfärbung nur schwieriger eintritt, als bei dem in der Grundmasse frei liegenden Biotit, so dass die bräunliche Randzone der Pseudomorphosen von der gebleichten Grundmasse nun stärker absticht. Die innige Verfilzung des Biotits mit dem Talk einerseits, die periphere Umlagerung der Pilitpseudomorphosen durch Biotit sowohl wie auch das Vorkommen von Glimmerfetzen innerhalb derselben andererseits führt uns mit Entschiedenheit zu der Ansicht, dass bei beiden in Frage stehenden Pseudomorphosen der Dynamometamorphismus eine wichtige Rolle spielte, zumal wenn wir uns des Vorkommens des schwarzen Glimmers in den metamorphen Sediment- und Eruptivgesteinen überhaupt erinnern, der nebst anderen Producten überall da erscheint, wo Pressungen auf die Gesteinsmasse gewirkt haben. Er übernimmt da im Verein mit der Hornblende gleichsam die Rolle des „Hans in allen Gassen", welche der Pyrit unter den Erzen spielt.

Wenn diese unsere Ansicht von der secundären Entstehung des Biotits — wohlverstanden nur des in und um die Pseudomorphosen auftretenden und vielleicht jener in der Grundmasse vorhandenen Glimmerschüppchen mit besonders verwaschenen Contouren —

auf Richtigkeit beruht, dann müssen die porphyrischen Augite des Glimmermantels entbehren, denn es wäre schlechterdings nicht einzusehen, warum, sofern nur eine Attractionserscheinung vorläge, der Augit nicht eine ähnliche Massenwirkung ausgeübt habe wie der Olivin. Die Beobachtung bestätigt die Forderung der Theorie. Der Augit zeigt wohl eine Ausfaserung in Uralit und eine beschränkte Umbildung in Biotit im Inneren seiner Masse, aber nie einen veritablen Biotitsaum oder eine mit Biotitsubstanz gleichsam getränkte Hülle wie die Pilit- und Talkpseudomorphosen. Das Auftreten dieser Biotitsäume um die Olivine, der Mangel derselben um die Augite ist so charakteristisch, dass er zum diagnostischen Hilfsmittel werden kann, und zwar dann, wenn wir in sehr zersetzten Gesteinspartien an Stelle sowohl des Augites als auch der Olivinpseudomorphosen hauptsächlich Chlorit und Carbonate antreffen und die Contouren uns nicht sicher erkennen lassen, ob das eine oder andere Muttermineral vorgelegen hat. Das Vorhandensein oder Fehlen des Glimmersaumes gibt uns dann ein leichtes Mittel der Entscheidung an die Hand.

Betrachten wir somit den Biotit, einen Componenten der Olivinpseudomorphosen, als secundär, dann müssen wir auch, um seinen Thonerdegehalt, der nicht vom Olivin stammen kann, zu erklären, die Mitwirkung des Feldspathes bei der Bildung des Glimmers voraussetzen, da er der einzige Gemengtheil der Minette ist, welcher diese Verbindung in grösserer Menge enthält.

Blicken wir auf die Pseudomorphosirungsvorgänge, welche der Olivin erfahren hat, zurück, so bleibt die eine Thatsache auf den ersten Blick höchst merkwürdig, dass der Vorgang der Umsetzung zu verschiedenen Resultaten geführt hat, und dies ist oft in unmittelbarer Nachbarschaft, in ein und demselben Präparat beobachtbar. Wir müssen uns aber vergegenwärtigen, dass die Einwirkungen mechanischer und chemischer Agentien nicht auf die Olivinindividuen für sich allein gewirkt haben, und dass die in die Umänderung mit einbezogene Nachbarschaft von Einfluss auf die Art des entstehenden Productes sein muss. Bedenken wir ferner, dass die Secrete nicht allerorts die gleichen zu sein brauchen, dass eine absolute Uebereinstimmung in der chemischen Zusammensetzung der einzelnen Olivine als einer Mischung zweier isomorpher Verbindungen nicht vorhanden zu sein braucht, so wird es uns vielleicht einigermassen verständlich, wenn hier Hornblende und in einiger Entfernung davon

Talk pseudomorph nach Olivin erscheinen. Wir sind aber immerhin noch weit davon entfernt, den wahren Vorgang bei diesen complicirten Umsetzungen zu erkennen.

Es erübrigt endlich noch, eine hydatogene Pseudomorphose nach Olivin zu erwähnen. In sehr stark zersetzten Proben der Minette aus dem ersten Bruche wurden ausgezeichnete Pseudomorphosen von einem Quarzaggregat nach Olivin beobachtet. Das Gestein ist überhaupt reichlich silificirt; der Quarz erscheint in allen Klüften und Hohlräumen. Beginnende Pseudomorphosen von Quarz nach Olivin, d. h. beginnende Verdrängung des nach Olivin pseudomorphen Chlorits von aussen her kann man in günstigen Fällen auch in dem Kersantit bei der Garnisonmühle beobachten. Neef[1]) und C. A. Müller[2]) haben bereits Pseudomorphosen von Quarz nach Olivin beschrieben; ich kann aber ihre Ansicht, dass die Kieselsäure aus dem Olivin stammt, für den vorliegenden Fall nicht theilen. Hier haben wir es mit der Einwanderung von Kieselsäure, mit einer Verdrängungspseudomorphose zu thun.

Erregt der Olivin wegen der mannigfachen Zersetzungsvorgänge unser Interesse in hohem Masse, so ist dies nicht minder der Fall infolge des Vorkommens prächtiger Zwillingsgestalten. Seitdem Kalkowsky[3]) die Aufmerksamkeit auf das Vorkommen von in den Gesteinen eingewachsenen Olivinzwillingen gelenkt und an ihnen das bereits früher zweimal makroskopisch beobachtete Gesetz: Zwillingsebene eine Fläche des Brachydomas $\breve{P}\infty$ (011) auch an diesen nachgewiesen hatte, wurden derartige Zwillingsverwachsungen

---

[1]) Ueber seltenere krystallinische Diluvialgeschiebe der Mark. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1882, Bd. XXXIV, pag. 481.

[2]) Die Diabase aus dem Liegenden des ostthüringischen Unterdevons. Inaug.-Dissert. Gera 1884, pag. 33.

[3]) Ueber Olivinzwillinge in den Gesteinen. Zeitschr. f. Kryst. 1885, Bd. X, pag. 17.

Betreffs der auf Olivinzwillinge bezüglichen Literatur vor Erscheinen der Arbeit von Kalkowsky hat der Verf. (Diese Mitth. 1887, Bd. VII, pag. 489, 490) eine Zusammenstellung gegeben. Man wolle dort die von Quenstedt an den zu Serpentin pseudomorphosirten Olivinen gemachte Beobachtung der Verzwillingung nach $\breve{P}\infty$ (011) ergänzen. Es ist dies der erste Olivin- (Serpentin-) Zwilling, welcher überhaupt zur Kenntnis gelangte. (Pogg. Ann. 1835, Bd. 36, pag. 370.) Desgleichen wäre noch die Beobachtung von Sacchi (N. Jahrb. f. Min. 1876, pag. 637) anzuführen.

mehrfach erkannt. Busz[1]) erwähnt sie aus Laven der Vordereifel. Der Verf.[2]) beschrieb sie aus Feldspathlaven Syriens, Grubemann[3]) aus einem Melilithbasalt (Nephelinbasalt Stelzner) des Hegaus. Lenk[4]) und Möller[5]) beobachteten sie in Nephelinbasalten der Rhön. Letzterer gibt an, dass ausserdem Zwillingslamellen im Olivin entstanden seien, deren Auslöschungsrichtung mit derjenigen des Hauptkrystalles einen Winkel von 16° bildet. Stock[6]) bestätigt das bereits von Kalkowsky erwähnte Auftreten von Zwillingen im Basalt und Dolerit des Löbauer Berges, Hyland[7]) fand sie in Basalten des Kilimandscharo und Hatch[8]) in basaltischen Laven von Madagascar. Nach des Verf. Beobachtungen treten Olivinzwillinge nach $\breve{P}\infty$ (011) selten auch im Basalt des Worgotsch bei Aussig auf.

In vortertiären Gesteinen werden Olivinzwillinge von Kalkowsky (l. c.) aus dem Olivindiabas von Gåsborn in Wermland und Heidelberg bei Ober-Leuthmannsdorf im Eulengebirge, sowie von Brauns[9]) aus dem Paläopikrit von Bottenhorn im hessischen Hinterlande erwähnt.

In der Minette des Plauen'schen Grundes treten nun Olivinzwillinge in überraschend grosser Anzahl auf. In Schliffen aus der Contactzone können sie zuweilen die Zahl der einfachen Individuen überwiegen. Am meisten fallen die Durchkreuzungszwillinge wegen ihrer zweifellos gesetzmässigen Verwachsung in die Augen. Die Figuren 10 und 11 stellen Beispiele dar. Sie weisen eine derart überraschende Aehnlichkeit mit den bereits bekannten nach $\breve{P}\infty$ (011)

---

[1]) Mikrosk. Untersuch. an den Laven der Vordereifel. Verh. d. naturh. Ver. d. Rheinl. etc. 1885, pag. 432 ff.

[2]) l. c. pag. 489, 490.

[3]) Die Basalte des Hegaus. Inaug.-Diss. Frauenfeld 1886, pag. 7.

[4]) l. c. 1887, pag. 48.

[5]) Petrograph. Unters. einiger Gesteine der Rhön. N. Jahrb. f. Min. 1888, I, pag. 114.

[6]) Die Basaltgesteine des Löbauer Berges. Diese Mitth. 1888, Bd. IX, pag. 436.

[7]) Ueber die Gesteine des Kilimandscharo und dessen Umgebung. Diese Mitth. 1889, Bd. X, pag. 225. Die hier gemachte Angabe, dass Oebekke Olivinzwillinge beobachtet habe, beruht auf einem Irrthum, da in dem betreffenden Referat keine neuen Vorkommnisse Erwähnung finden.

[8]) Quart. Journ. of the Geol. Soc. 1889. Vol. XLV, pag. 346.

[9]) Mineralien und Gesteine aus dem hessischen Hinterlande. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1888, Bd. XL, pag. 466.

verzwillingten Olivinen auf, dass ihnen sicher dasselbe Gesetz zu Grunde liegt. Das Erkennungsmittel für die Zwillinge ist nur die äussere Gestalt, da, wie erwähnt, von frischer Olivinsubstanz nichts mehr wahrgenommen werden kann. Lediglich auf den Verlauf der Zwillingsnaht ist in manchen Fällen noch zu schliessen, dann nämlich, wenn die Längsrichtung der Talkfasern an der Verwachsungsfläche bei beiden Individuen eine verschiedene ist, oder wenn der Innenraum der Pseudomorphosen hauptsächlich von Serpentin eingenommen und die Zwillingsgrenze dann durch Erzanhäufungen charakterisirt wird. Manche Durchschnitte weisen auch eine grosse Aehnlichkeit mit den vom Verf. aus den syrischen Basaltlaven gezeichneten Zwillingen (l. c. Taf. IX, Fig. 23) auf, für welche das Gesetz: Zwillingsebene eine Fläche des Prismas ∞P abgeleitet wurde. Ob im vorliegenden Falle dasselbe Gesetz statthat, kann, da die Beurtheilung auf die blosse Form beschränkt ist und weder Verlauf der Zwillingsnaht, noch Auslöschungsrichtung etc. beobachtbar ist, nicht mit Sicherheit angegeben werden.

Uebergemengtheile.

Apatit. Derselbe erscheint gewöhnlich sehr reichlich, und zwar entweder in langen, dünnen Säulen oder in kürzeren, dickeren gedrungenen Krystallen, endlich auch in unregelmässig begrenzten Körnern. Die verschiedenen Ausbildungsweisen schliessen sich gegenseitig nicht aus, wenn auch das Bestreben nach einer gewissen Constanz der Formen in grösseren Gesteinspartien nicht zu verkennen ist. Die Krystalle zeigen öfters eine polare Begrenzung durch P $(10\bar{1}1)$ oder $P.\ 0P\ [(10\bar{1}1)\ (0001)]$. Querabsonderungen, Biegungen, Knickungen sind eine sehr gewöhnliche Erscheinung; Parallelverwachsungen mehrerer Säulen, auf den Querschnitten als nesterförmige Aggregate sich kundgebend, kommen vor.

Das Magneteisen tritt in kleinen Krystallen und Körnern auf, hauptsächlich in dem als Grundteig erscheinenden Feldspath, öfters auch im porphyrischen Biotit, selten im Augit eingeschlossen. Das Mengenverhältnis wechselt sehr; zuweilen kann dieses Erz sehr spärlich werden.

Ein anderer Theil der opaken Krystalle besitzt hexagonale Umrandung; man könnte Titaneisen vermuthen, zumal Neubildungen von kleinen Titanitkörnern an der Umrandung des Erzes, sowie die

Ausfüllung der anscheinenden Spaltrisse durch dieselbe secundäre Substanz oder Entwicklung von in heisser Salzsäure unlöslichen, flächenförmig ausgebildeten Producten mit gelber rutilartiger Farbe den Titangehalt beweisen. Da aber das opake Erz in Salzsäure löslich ist, so ist Titaneisen ausgeschlossen, und es kann nur titanhaltiges Magneteisen vorliegen. Gegenüber dem Magnetit tritt dasselbe aber immer in den Hintergrund, es hat nur eine locale Bedeutung, so dass es in vielen Präparaten gar nicht wahrgenommen werden kann.

Auch andere Glieder der Spinellgruppe kommen vor. Rothbraun durchscheinender Chromit wird oft in der Grundmasse erkannt und findet sich dann unter den mit Flusssäure isolirten Gemengtheilen. Im Vergleich zur Minette erscheinen die anopaken Spinelle in den Kersantiten viel häufiger.

Zirkon ist ein nur sehr seltener accessorischer Gemengtheil; selbst unter den mit Flusssäure isolirten Substanzen erkennt man ihn nur sehr spärlich. Etwas häufiger, aber immerhin noch als seltener Gast erscheint der Rutil in Kryställchen und Körnern in der Grundmasse.

Der Titanit ist, wie schon oben hervorgehoben wurde, zum Theil entschieden secundär und ein Abkömmling des titanhaltigen Magneteisens. Diesen Ursprung mögen vielleicht auch noch diejenigen kleineren Körner haben, welche nachweislich keinen Zusammenhang mehr mit titanhaltigem Erz erkennen lassen. Dass aber ein anderer Theil des Titanits primär ist, wird durch das gelegentliche Auftreten grösserer tadelloser Krystalle in den bekannten keilförmigen Durchschnitten bewiesen. Die Angabe Rosenbusch's[1]), wonach der Titanit der Minetten, sofern er überhaupt beobachtet wurde, nur secundär sei, kann demnach nicht als allgemeingiltig angesehen werden. Die Farbe des Titanits ist lichtbräunlich; seltener erscheint er farblos.[2])

Der Quarz in primärer Form ist in den Lamprophyren selten und erscheint dann ausnahmslos in körnigen Individuen. Secundär tritt er in zersetzten Gesteinspartien häufiger auf. Eine sichere Unter-

---

[1]) Mikr. Physiogr. II, pag. 315.

[2]) Anm. Auffallend reich an primären Titanit ist der Kersantit des Raubusches bei Dohna in Sachsen (Müglitzthal).

scheidung zwischen der primären und secundären Beschaffenheit wird zuweilen sehr schwierig und problematisch. Von den Quarzfragmenten, welche bei der Eruption aus den durchbrochenen Gebirgsgliedern aufgenommen wurden, unterscheidet sich der authigene Quarz leicht durch das Fehlen eines Contactsaumes.

Ein eigenthümlicher accessorischer Gemengtheil, dessen Diagnose nicht sicher gelang, findet sich recht spärlich in den Lamprophyren des Plauen'schen Grundes, sehr selten auch im Kersantit des Raubbusches bei Dohna in Sachsen. Das braune Mineral besitzt ein starkes Brechungsvermögen, runzliche Schliffoberfläche; der Pleochroismus ist in vielen Schnitten sehr lebhaft (hell-, sepia-, grünlichbraun bis dunkel-schwarzbraun und schwarz), in anderen nur gering; eine Spaltbarkeit ist nur sehr unvollkommen ausgeprägt und eine gute krystallographische Begrenzung mangelt ganz. Der Habitus ist ein recht verschiedener. Einestheils macht das Mineral den Eindruck eines primären Gemengtheiles (den Raum zwischen Biotit und Malakolith ausfüllend), anderntheils den eines secundären, innerhalb der Pseudomorphosen gelegenen oder corrodirten Gemengtheiles. Chemische Isolirungsversuche waren aussichtslos, da das Mineral leicht von *H Fl* gelöst wird, mechanische mussten voraussichtlich an dem zu spärlichen Vorkommen desselben scheitern.

Die erwähnten Eigenschaften genügen nicht, um die Natur des Minerales völlig sicher zu stellen. Man hätte infolge des starken Pleochroismus an dunkel gefärbten Turmalin denken können; dagegen spricht aber das chemische Verhalten; Titanit ist aus dem gleichen Grunde ausgeschlossen. Am wahrscheinlichsten scheint es mir noch zu sein, dass Orthit oder ein diesem nahestehendes Mineral vorliegt; innere Cohäsion und chemisches Verhalten würden nicht dagegen sprechen. Der sehr starke Pleochroismus wäre aber immerhin bemerkenswert. Eine sichere Entscheidung vermag ich noch nicht zu geben.

Einschlüsse.

Als solche treten Orthoklas und Quarz auf; ersterer stammt wohl sicherlich aus dem Syenit, während die Herkunft des letzteren unentschieden gelassen werden muss.

Die Fremdlingsnatur wird durch die gerundeten Formen angezeigt, bei dem in der Minette eingeschlossenen Quarz ausserdem

durch den bekannten Augitkranz, der infolge späterer Umsetzung in Hornblende übergegangen sein kann. Die neugebildeten grünen Augitkrystalle ragen oft tief in den wasserklaren Quarz hinein. Dieser besitzt meist prächtige Flüssigkeitseinschlüsse von hexagonaler Umrandung mit beweglichen Libellen. Die Polarisationsfarben sind oft recht ähnlich denen des Orthoklases, ja zuweilen noch blasser; selbst isotrope Partien treten auf. Diese Anomalien sind auf Rechnung der Einwirkung des Magmas zu setzen.

Eigenthümlicherweise besitzen die im Kersantit eingeschlossenen Quarze keinen neugebildeten Augitsaum. Ihre Fremdlingsnatur wird durch die abgerundeten und angeschmolzenen Contouren, Erscheinungen, wie sie durch Pöhlmann[1]) und Andere[2]) bekanntgemacht worden sind, völlig sichergestellt. Es hat sich aber eine andere Contactzone gebildet, welche aus einem Grundteig von Quarz besteht, der von vielen winzigen opaken Erzkörnchen und feinsten spiessigen Mikrolithen durchspickt wird. Dieser Contactsaum trennt sich sehr scharf vom Quarz und ziemlich scharf von der Gesteinsgrundmasse ab. Der Quarzgrundteig hat dieselbe optische Orientirung, wie der eingehüllte Krystall, so dass anzunehmen ist, es habe dieser selbst nach der Abschmelzung wieder eine Vergrösserung durch Ansatz neuer Kieselsäure gefunden. Die gleiche Erscheinung beobachtete Pöhlmann.[3])

An den gerundeten Einschlüssen des syenitischen Orthoklases erkennt man weiter keine besonderen Veränderungen. Es scheint, dass er einfach angeschmolzen wurde, und dass das Schmelzproduct mit dem Magma des Lamprophyrs sich vermischte, ohne zu erkenntlichen auffälligen Bildungen Veranlassung gegeben zu haben. Hatte das Anschmelzen infolge der sinkenden Temperatur des Lamprophyrs ein Ende erreicht, dann legten sich Glimmerlamellen tangential um den übrig gebliebenen Feldspathrest. Gelangen die Orthoklaseinschlüsse vollständig zur Resorption, so konnte natürlich eine nicht unbeträchtliche substantielle Beeinflussung des Lamprophyrs erfolgen, ohne dass das Auge Anzeigen davon zu entdecken vermag.

---

[1]) Einschlüsse von Granit im Lamprophyr (Kersantit) des Schieferbruches Bärenstein bei Lehesten in Thüringen. N. Jahrb. f. Min. 1888, II, pag. 92.

[2]) Literaturangabe bei Pöhlmann (l. c.).

[3]) l. c. pag. 93.

Bei einem zufällig in ein Präparat gelangten Einschluss, der sich petrographisch als Biotitgranit erweist, kamen Verhältnisse zur Beobachtung, wie sie ähnlich schon Pöhlmann[1]) beschrieb. Der Biotit ist tief gebräunt und angeschmolzen worden; zwischen ihm und dem Feldspath befindet sich eine Zone, welche aus einem Grundteig von Orthoklas besteht, in dem viele langgestreckte Biotitleisten meist zu mehreren parallel eingestreut liegen, wozu eine geringfügige Durchstäubung mit Magneteisen tritt. Der Feldspathteig verläuft allmählich in den angrenzenden Orthoklas. Die zum Theil eingeschmolzene Glimmersubstanz ist hier also wieder in der Form von Biotit auskrystallisirt. Quarz und Feldspath bieten zu weiteren Bemerkungen keinen Anlass.

Contactmetamorphose.

1. Exomorphe Contacterscheinungen.

Makroskopisch ist eine Einwirkung der Minette auf das Nebengestein, den Syenit, nicht zu erkennen. Unter dem Mikroskop ist es geradezu auffallend, oft auch hier keiner Spur einer Umänderung des Syenits zu begegnen. Das Einzige, was man noch zuweilen wahrnehmen kann, ist, dass die compacte Hornblende, welche direct an den Lamprophyr angrenzt, eine faserige Structur annimmt, dass sich diese Fasern loslösen und endlich in Form kleiner Nädelchen mitten im syenitischen Feldspath gelegen sind. Es ist aber immer diese Zone, innerhalb welcher sich amphibolische Secrete bewegt haben, eine recht minimale und fehlt, wie gesagt, oft ganz. Der Feldspath zeigt keine Veränderung. Eine schmale, in den beobachteten Fällen nicht über 2 Millimeter reichende Zertrümmerungszone kommt zuweilen vor; es liegen dann eckige Fragmente von Orthoklas und untergeordnet Plagioklas und Quarz im Lamprophyr, ohne dass man Einwirkungen des Magmas auf sie wahrnehmen kann. Es muss eben hier der Lamprophyr sehr rasch erkaltet sein, worauf schon sein ausserordentlich dichtes Gefüge hindeutet.

2. Endomorphe Contacterscheinungen.

So geringfügig die exomorphe Contactmetamorphose ist, so in die Augen fallend ist dagegen die endomorphe. Aber ganz eigen-

[1]) l. c. pag. 101.

thümlicher Weise ist sie durchaus nicht überall ausgeprägt. So lässt sich z. B. an manchen Stellen der Gänge kein Wechsel des Kornes von der Gangmitte aus nach dem Contact zu wahrnehmen (es tritt dies besonders bei den weniger mächtigen Gangstellen ein), während anderorts und häufiger das Gestein nach dem Salband zu immer feinkörniger wird, ja stellenweise als vollkommen dichte Masse an dasselbe herantritt. Die mikroskopische Untersuchung lehrt, dass die Feldspathkörner, welche in der Gangmitte noch 0·6—0·2 Millimeter durchschnittliche Grösse besitzen, am Contact bis zu circa 0·01 Millimeter herabsinken. Die grösseren Biotitblätter werden nach dem Salband hin immer seltener, während der Glimmergehalt der Grundmasse zunimmt.

Besonderes Interesse gewinnt die Thatsache, dass der Olivin in der Contactnähe weit häufiger vorhanden ist oder vielmehr war, als in der Gangmitte. Er nimmt nach dieser hin allmählich ab. Ferner sind seine Contouren am Salband schärfer als in einiger Entfernung davon, und in der Mitte der mächtigeren Gangstellen findet man zuweilen nur noch abgerundete, oder mandelförmige Gestalten, die auf Grund ihrer typischen Umwandlungsproducte Pilit und Talk die einstige Anwesenheit des Olivins verrathen.

Aehnliche Beobachtungen über den Olivinreichthum am Salband, Olivinmangel oder -armuth in der Gangmitte wurden von Liebe und Zimmermann[1]), sowie Pöhlmann[2]) in den thüringischen Lamprophyren von Rohrbach[3]) in Tephriten und von Stecher[4]) in schottischen Olivindiabasen gemacht.

Genesis der Lamprophyre.

Das Alter der beschriebenen Ganggesteine ist nicht genau anzugeben. Sie sind jünger als der durchbrochene Syenit und älter als der diesem aufgelagerte Pläner, in welchen hinein die Gänge nicht fortsetzen. Nach Analogie mit den übrigen Lamprophyrvor-

[1]) Die jüngeren Eruptivgebilde im Südwesten Ostthüringens. Jahrb. d. preuss. geol. Landesanst. für 1885. 1886, pag. 178.

[2]) Einschlüsse etc. l. c. pag. 88.

[3]) Ueber die Eruptivgesteine im Gebiete der schlesisch-mährischen Kreideformation. Diese Mitth. 1885. Bd. VII, pag. 56.

[4]) l. c. pag. 194.

kommnissen in Sachsen, Schlesien, Thüringen, dem Fichtelgebirge und Harz dürfte es aber nicht im Mindesten zweifelhaft sein, dass auch die Lamprophyre des Plauen'schen Grundes während der dyadischen Zeit zur Eruption gelangten. Nach den Untersuchungen vieler Forscher sind die Lamprophyre Mitteldeutschlands der Hauptschlussact des Faltungsprocesses der alten Gebirgskerne des Harzes, Thüringer Waldes, Fichtel- und Erzgebirges, der in der Obercarbonzeit erfolgte. An vielen Stellen ist die Beobachtung gemacht worden, dass die obercarbonischen Granitmassive von Kersantitgängen durchsetzt werden. „Wäre dies letztere aber auch nicht nachgewiesen, so müsste allein schon der Umstand, dass die Kersantitgänge meilenweit quer durch die zur Obercarbonzeit gefalteten Gebirgskerne vom Cambrium (ja vom Gneiss) bis in die obersten Kulmschichten streichen, zuverlässig ergeben, dass ihre Eruption allerfrühestens spätcarbonisch erfolgt ist [1]."

Die Reihenfolge der Krystallisationsvorgänge in dem zwischen den Syenitspalten erstarrten Minettemagma lässt nichts Abnormes beobachten. Als älteste Ausscheidungsproducte treten, wie gewöhnlich, Apatit, die Eisenerze, Spinellide und Titanit auf. Darauf erfolgte die Bildung des Olivins und in weniger strenger Scheidung die des Augits (tritt öfters als Einschluss im Biotit auf) und Glimmers, letztere beiden in zwei Generationen, wenn porphyrische Ausbildungsweise vorliegt, endlich der alles verkittende Feldspath. Das ursprüngliche Gestein war einerseits eine olivinhaltige Augitminette, andererseits ein olivinhaltiger Augitkersantit. Gewaltige Gebirgspressungen infolge auflagernder Schichtencomplexe (Rothliegendes, jetzt durch Denudation entfernt, Kreide), infolge grossartiger Verwerfungen, welche als redende Zeugen die Syenitreibungsbreccien zurückgelassen haben, sind die Ursache weitgehender Aenderungen an dem ursprünglichen Mineralbestande der Lamprophyre des Plauen'schen Grundes gewesen. Dieser Dislocationsmetamorphismus führte zur Herausbildung hornblende- und biotitreicher Gesteine, welche gegenüber den augithaltigen einen gewissen Gleichgewichtszustand darzustellen scheinen.

Im Hinblick auf dieses Endziel, dem die Metamorphose in diesen älteren Eruptivgesteinen hinstrebt, muss es auffällig erscheinen, dass bei den modernen Eruptivgesteinen umgekehrt die Hornblende

[1]) Lossen: Ueber die Kersantitgänge des Mittelharzes. Jahrb. d. preuss. geol. Landesanst. f. 1885. 1886, pag. 191.

den labilen Zustand darstellt und geradezu Pseudomorphosen von Augit nach Hornblende zur Beobachtung gelangen, womit die in unseren Laboratorien vor sich gehende Umsetzung von geschmolzener Hornblende in Augit in Einklang steht. Bei beiden heterogenen Umwandlungsprocessen müssen jedenfalls sehr verschiedene Bedingungen, die hauptsächlich auf Druck- und Temperaturdifferenzen werden zurückzuführen sein, geherrscht haben. Es scheint, dass die Hornblende nur unter sehr bedeutendem Druck und hoher Temperatur sich bildet, der Augit bei geringerem Drucke und niedrigerer Temperatur, und so wird es auch vielleicht verständlich, dass es uns bisher noch nicht gelungen ist, die Hornblende künstlich darzustellen, während dies mit dem Augit ohne Schwierigkeiten gelingt.

Der Melaphyr.

Ueber das Auftreten der Melaphyrgänge am Tunnel bei der Haltestelle Plauen, sowie gegenüber oberhalb des „Eiswurms-Lager" ist bereits oben das Nöthige erwähnt worden.

Das schwärzlichgraue Gestein der beiden Gänge am Tunnel hat einen porphyrischen Habitus, welcher durch das Hervortreten verschiedener und mit den Stellen der Gänge wechselnder Minerale bedingt ist. Entweder liegen in der dunkelgrauen bis schwärzlichen, sehr fein krystallinischen Grundmasse scharf begrenzte, modellgleiche Augitkrystalle von der Combination $\infty P \,.\, \infty \bar{P}\infty \,.\, \infty \breve{P}\infty \,.\, P$ (110) (100) (010) $(\bar{1}11)$ und der durchschnittlichen Grösse von 2—3 Millimetern, oder es werden die Augiteinsprenglinge seltener, und es treten an ihre Stelle 1—2 Millimeter grosse Biotitblättchen porphyrisch auf. In beiden Fällen gesellen sich noch hinzu, den porphyrischen Charakter vermehrend, Pseudomorphosen nach Olivin, dann und wann auch ein Feldspathkrystall. Mit der Lupe lässt sich die Grundmasse in ein sehr feinkörniges Gemenge von Feldspath und Glimmer auflösen, wozu sich stellenweise noch sehr kleine schwarze Kryställchen oder Körner gesellen, die sich zufolge der mikroskopischen Untersuchung als Hornblende erweisen.

Eine mandelsteinartige Structur kann an verschiedenen Stellen der Gänge in verschiedenem Maasse entwickelt sein, oft auch gänzlich fehlen. Die Mandeln sind mit einer sehr weichen, grünen, chlorophaeitartigen oder auch einer gelblichen Substanz zum Theil erfüllt.

In anderen Fällen werden sie von rothem Stilbit eingenommen, der entweder nur ein Individuum bildet oder in radialstrahligen Aggregaten oder endlich in derben Körnern auftritt. An manchen Stellen sind rundliche bis ovale Concretionen recht verbreitet, an anderen fehlen sie wieder völlig. Dieselben bestehen aus den Gemengtheilen der Grundmasse und sind von vielen Glimmerblättchen tangential umlagert, so dass eine Art Glimmerhülle entsteht, welche bewirkt, dass derartige Concretionen sich leicht beim Schlagen aus dem Gestein glatt loslösen. Weisse Krusten von Kalkspath überziehen die Klüfte und rothe Häutchen desselben Minerales, sowie Eisenocker erscheinen nicht selten innerhalb des Gesteinsgefüges.

Eine parallelopipedische Absonderung, welche ältere Autoren angeben, ist zur Zeit weniger gut zu beobachten; dagegen bemerkt man, dass der Melaphyr nach dem Contact zu ein schieferiges Gefüge annimmt, womit ein Kleinerwerden des Kornes Hand in Hand geht. Ein bis zwei Centimeter vom Contact wird das Gestein unter gleichzeitiger Rothfärbung felsitisch, wobei jedoch die porphyrischen Krystalle, sowie local auch die Concretionen in dieser dichten Grundmasse nicht zu fehlen brauchen.

Das sehr stark zersetzte Gestein am gegenüberliegenden Gehänge hat gleichfalls einen porphyrischen Charakter, der hier hauptsächlich durch die in einer gelb- bis grünlichgrauen, fleckigen Grundmasse gelegenen Biotitschuppen hervorgerufen wird.

Jene beiden Gänge am Tunnel, gegenüber der Königsmühle, sind es, die seit langen Zeiten das Interesse derjenigen erweckt haben, welche für die Natur ein offenes Auge besitzen. Es wurde schon in den einleitenden Worten darauf hingewiesen, dass viele bedeutende Vertreter der Geologie ihnen ihre Aufmerksamkeit gewidmet haben, ein Factum, welches dem Studium der hierüber vorhandenen Literatur einen grossen Reiz gewährt. Es ist interessant zu sehen, wie, nachdem schon ältere Forscher die Sache richtig erkannt hatten, doch wieder zeitweilig merkwürdige Ansichten auftauchen. Ich versuche es, im folgenden eine chronologische Darstellung der mir bekannt gewordenen Literatur zu geben.

Zum ersten Male geschieht der Gänge Erwähnung im Jahre 1771 durch den Dresdener Mineralogen Chr. Fr. Schultze[1]),

[1]) Nachricht von den bei Zöblitz und an anderen Orten in Sachsen befindlichen Serpentinsteinarten. Nebst einem Anhange vom Topf- oder Lavetzsteine und

welcher das Gestein als einen „dunkelgrauen Serpentin" ansieht. Zwanzig Jahre später stellt es Werner[1]) bei Gelegenheit der Darstellung seiner Ansichten über die sedimentäre Ausfüllung der Gänge zu den Basalten. Eine Beschreibung gibt zuerst Joh. K. Freiesleben[2]) im Jahre 1792. Er erkennt in dem Gestein, „einen zerklüfteten, etwas mürben und der Wacke sich nähernden Basalt", als Gemengtheile Hornblende und Glimmer. A. Tauber[3]) spricht 1799 von Wacke und führt neben Hornblende und Glimmer noch Kalkspath, Quarz und grasgrüne Specksteinkörner an. Kurz darauf erwähnt Freiesleben[4]) in seinen „Beiträgen zur Naturgeschichte der Gänge" mehrfach das „grünlichgraue", „milde", „dabei ziemlich zähe, wackenartige Gestein", welches „ganz kleine Feldspathkrystalle" zu enthalten scheine. Das mürbe, zerklüftete Gestein des schmäleren Ganges erhalte durch seine „dunkel graulichschwarze Farbe mit gelblich- und röthlichgrauen Flecken ganz das Aussehen des Zöblitzer Serpentins", bestehe aber, genauer betrachtet, aus einem „mürben Gemenge von vieler Hornblende, Quarzkörnchen und Glimmerschuppen, mit einem theils fleischrothen krystallisirten, theils erdigen, decomponirten Feldspathe. Der Glimmer ist meist silberweiss, sowie das ganze Gestein milde und weich; — fast könnte man es für einen ganz entstellten Syenit halten". Nach Ch. G. Pötzsch[5]) stimmt das Gestein mit dem schwedischen Trapp überein; Kalkspath soll in sternförmigen Nadelaggregationen vorkommen. Daubisson[6]), Raumer[7]), Graf von Sternberg[8])

den mancherlei Vortheilen, die man sich wahrscheinlich davon zu versprechen hat. Dresden und Leipzig 1771, pag. 8.

[1]) Neue Theorie von der Entstehung der Gänge mit Anwendung auf den Bergbau. Freiberg 1791, pag. 81.

[2]) Mineralog.-bergmännische Beobachtungen auf einer Reise durch einen Theil des meissner und erzgebirgischen Kreises, zu Anfang des 1791. Jahres. Bergmänn. Journal. 1792, Bd. II, pag. 154.

[3]) l. c. pag. 12.

[4]) Beiträge zur Naturgeschichte der Gänge. Jahrb. der Berg- und Hüttenkunde. 1780, Bd. IV, pag. 62, 76, 143.

[5]) Bemerkungen und Beobachtungen über das Vorkommen des Granits in geschichteten Lagen und Bänken etc., wie auch über den Syenit etc. Dresden 1803, pag. 336 ff.

[6]) Mémoire sur les Basaltes de la Saxe. Paris 1803, pag. 39.

[7]) Geognostische Fragmente. Nürnberg 1811, pag. 38.

[8]) Versuch einer geognostisch-botanischen Darstellung der Flora der Vorwelt. 1820, I, pag. 8.

sprechen von Basalt. A. H. v. Bonnard[1]) erkennt in dem einen der Gänge eine gewissen „Uebergangsgrünsteinen sehr ähnliche Masse“, im anderen ein „hornsteinartiges Gestein, das ein basaltisches Ansehen hat“. K. L. Krutzsch[2]) spricht die Gänge als „eine dichte Masse aus Hornblende und wenig Feldspath gemengt“ und A. Klipstein[3]) als „gangförmige Lagen (nicht eigentliche Gänge) von feinkörnigem Syenit“ an. Bei A. Boué[4]) lesen wir 1829 zum ersten Male, dass das in Rede stehende Gestein, „eine basaltische Trapp-Felsart“, neben Feldspath und Glimmer auch schwarzen Augit und „hin und wieder Olivin haltige Partien“ zeige. In demselben Jahre erwähnt Freiesleben[5]) das Vorkommen von rothem „Blätterzeolith“ (Stilbit) in den „mandel- oder grünsteinartigen Basaltgängen“. Früher, als er weniger deutlich vorkam, habe man ihn für rothen Feldspath gehalten. Derselbe Verfasser schreibt bald darauf, dass das Gestein zu verschiedenen Zeiten, sowie der seit einigen Jahren angelegte Steinbruch sich änderte, einen verschiedenen Charakter besessen habe. Zur Zeit zeige sich die Masse als ein „Mittelgestein zwischen Grünstein, Wacke und Basalt, das man wohl als dichten Syenit oder vielleicht mit noch mehrerem Rechte als gangförmige Ausscheidungen sehr feinkörnigen Syenites betrachten könnte.[6]) Im Jahre 1813 hat bekanntlich A. Brongniart den Begriff Melaphyr eingeführt, welchen Namen dann zuerst Leop. v. Buch auf verschiedene heterogene Gesteine Deutschlands anwandte. Unser betreffendes Gestein wurde zum ersten Male von Cotta[7]) mit dem Namen Melaphyr belegt, den es von nun an neben der Bezeichnung Augitporphyr mit wenigen Unterbrechungen beibehält. Cotta schreibt: „Bei genauerer Untersuchung des undeutlich abgesonderten Gesteines

---

[1]) Geognostische Versuche über das Erzgebirge Sachsens. Auszug in Leonhard's Taschenb. für die gesammte Mineralogie. 1822, pag. 129.

[2]) Gebirgs- und Bodenkunde. Dresden und Leipzig 1827, Theil I, pag. 157.

[3]) Brief in Leonhard's Mineral. Zeitschr. 1829, pag. 502, und: Geognost. Bemerkungen. 1830, pag. 10.

[4]) Geognost. Gemälde von Deutschland. Herausgeg. von Leonhard. Frankfurt a. M. 1829, pag. 172.

[5]) Magazin für die Oryktographie von Sachsen. 1829, Heft 3, pag. 105.

[6]) Ibidem. 1831, Heft 5, pag. 47, 48.

[7]) Geologische Beschreibung der Gegend von Tharandt. 1836, pag. 114 ff. [Geologische Fragen. Dresden u. Leipzig 1858, pag. 217, mit Abbildung; Briefliche Mitth. in N. Jahrb. f. Min. 1848, pag. 638.]

findet man, dass es wohl mit Unrecht Basalt genannt worden ist, und ich glaube es vielmehr mit grösserem Rechte dem Melaphyr des Herrn von Buch beizählen zu können, da dieser berühmte Geologe es selbst so nannte." Als Augitporphyr bezeichnet es A. Petzholt[1]), welcher die grünen, matten, dichten, schon mit dem Fingernagel ritzbaren Partien nach Löthrohrversuchen für Talk hält. Er betont besonders das eruptive Empordringen der Gesteinsmasse gegenüber der Ansicht der syenitischen Ausscheidungen. Auch bei J. Roth[2]) und Naumann[3]) tritt es uns als Augitporphyr entgegen. Ersterer gibt eine Abbildung der Gänge, wie sie sich 1844 darstellten. H. B. Geinitz[4]) spricht von den Gängen als „jüngerem Melaphyr oder Basalt" und schreibt einer bei ihrer Eruption entstehenden Spaltenbildung das Entstehen des von der Weisseritz durchflossenen engeren Planen'schen Grundes zu.

Mit dem Jahre 1870 beginnt die mikroskopische Untersuchung des in Frage stehenden Gesteines. Zirkel[5]) erwähnt das Vorkommen mikroskopischen Apatits in demselben. Haarmann[6]) unterzieht es in seiner Arbeit über die Melaphyre einer Bearbeitung. Aus seinen Bemerkungen geht hervor, dass er Olivin beobachtet hat, der zum Theil noch frisch war, zum Theil serpentinisirt (pag. 452), dass „der gelbbraune Augit in wohlentwickelten Krystallen nur höchst selten, meist in verkrüppelten Körnern vorkomme, und ausserdem noch viele kurze Säulchen von derselben braunen Farbe in dem Präparat zerstreut lägen, die auch wohl nur für Augit gehalten werden können" (pag. 453); ausserdem geschieht des Apatits Erwähnung (pag. 455), und es wird schliesslich der Mangel an Hornblende betont (pag. 458).

---

[1]) Beiträge zur Geognosie von Tyrol. Leipzig 1843, pag. 4 ff.

[2]) Die Kugelformen im Mineralreiche und deren Einfluss auf die Absonderungsgestalten der Gesteine. Dresden und Leipzig 1844, pag. 37.

[3]) Erläuterungen zu Sect. X der geognost. Karte des Königreichs Sachsen. Dresden und Leipzig 1845, pag. 373.

[4]) Wissensch. Beilage der Leipziger Zeitg. 1854, Nr. 36 u. 37 (auch Wochenblatt für den Planen'schen Grund und Umgegend. 1848, Nr. 5 und 7); ferner: Geognost. Darstell. der Steinkohlenformation in Sachsen etc Leipzig 1856, pag. 71; und: Das Elbthalgebirge in Sachsen. I. Th. (Palaeontographica. Bd. XX, I), 1871, pag. 7.

[5]) Mikromineralog. Mitth. N. Jahrb. f. Min. 1870, pag. 808.

[6]) Mikroskop. Untersuch. über die Structur und Zusammensetzung der Melaphyre. Leipzig 1872. (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1873.)

Eine von diesen Resultaten abweichende Meinung vertritt Möhl.[1]) Er gibt eine kurze, aber nicht in allen Zügen zutreffende mikroskopische Beschreibung des Gesteines und ist der Meinung, dass es nicht Melaphyr genannt werden dürfe, da dieser hornblendefrei sein müsse, jenes aber circa 32% Hornblende gegen circa 2% Augit enthalte. Man könne es „nur der Minette zurechnen". Hiergegen hält Wichmann[2]) die Bezeichnung Melaphyr aufrecht. Das Gestein sei ein Plagioklas-Augitgestein mit Hornblende und Glimmer, letzterer aber nicht in der Menge, dass es den Glimmergesteinen beizuzählen wäre. Kalkowsky[3]) rechnet es zu den „Glimmermelaphyren", es stehe dem Olivinkersantit nahe. Und endlich führen es Roth[4]) und Gümbel[5]) unter den Melaphyren an.

So sieht man, dass sich das Ganggestein gegenüber der Königsmühle nicht darüber zu beklagen braucht, als hätten sich die Geologen nicht mit ihm beschäftigt; und doch kann man nicht behaupten, dass über seine petrographische Stellung völlige Klarheit herrsche.

Ich will in folgendem kurz die Resultate meiner Untersuchungen wiedergeben. Dieselben beziehen sich auf 12 von den verschiedensten Stellen der Gänge entnommene Gesteinsproben; ausserdem hatte Herr Geh. Hofrath Prof. Dr. H. B. Geinitz die Güte, mir aus dem kgl. geologischen Museum ein Handstück von relativ besonderer Frische, wie es zur Zeit anstehend kaum mehr zu erhalten ist, zur Untersuchung zu überlassen.

Unter dem Mikroskope erkennt man an Gesteinsproben, die nicht aus unmittelbarer Nähe des Contactes stammen, scharf und modellgleich begrenzte Krystalle von Augit, lange Stengel von Hornblende und Krystalle oder Körner von vollständig zersetztem Olivin in einer feinkörnigen Grundmasse liegen, welche sich aus Plagioklasleisten, Glimmerblättchen, Hornblendesäulchen, Augitkörnern, Apatit-

---

[1]) Das Ganggestein des Plauen'schen Grundes ist Minette. N. Jahrb. f. Min. 1875, pag. 176. Vergleiche ebenda pag. 725.

[2]) Begriff von Melaphyr und Minette. N. Jahrb. f. Min. 1875, pag. 623. — Die Angabe Wichmann's, dass Möhl den Olivin nicht beobachtet habe, beruht auf einem Versehen, denn Möhl spricht von serpentinisirtem etc. Olivin.

[3]) Elemente der Lithologie. Heidelberg 1886, pag. 127.

[4]) Allgem. u. chem. Geologie. Berlin 1887, Bd. II, pag. 27, 182.

[5]) Grundzüge der Geologie. Kassel 1888, pag. 136.

nadeln und Magneteisen nebst verschiedenartigen Zersetzungsproducten zusammensetzt.

Der lichtbräunliche, wenig pleochroitische, porphyrische Augit gleicht in allen seinen Eigenschaften vollkommen dem basaltischen Pyroxen. Prächtige zonare Structur, sanduhrförmiger Aufbau, Zwillinge nach dem Orthopinakoid sind nichts Seltenes; daneben kommen auch Durchkreuzungszwillinge vor. Glaseinschlüsse mit Bläschen und ausgeschiedenen schwarzen Trichiten, Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglichen Libellen, winzige Magnetitkryställchen kann man fast in jedem Individuum auffinden. Oefters treten die einzelnen Krystalle auch zu Aggregaten zusammen. In stark zersetzten Gesteinen werden sie allmählich von Calcit verdrängt.

Der hellbraune Augit der Grundmasse erscheint in kleinen Körnern oder säulenförmigen Gestalten von unregelmässiger Umgrenzung. Meist zeigt er schon ein eigenthümlich getrübtes oder zerfressenes Aussehen, welches auf die ersten Anfänge der Zersetzung zurückzuführen ist. Im übrigen besitzt auch er einen völlig basaltischen Habitus, welcher sich auch dadurch kundgibt, dass er zuweilen in den bekannten gitterartigen Aggregaten auftritt.

Die Hornblende erscheint gleichfalls sowohl porphyrisch wie auch als Gemengtheil der Grundmasse, in ersterer Form aber immerhin nicht allzu häufig. Von brauner Farbe und starkem Pleochroismus ist sie wohl meist in den Längsflächen gut begrenzt [$\infty P \,.\, \infty \bar{P} \infty$ (110) (100)], zeigt jedoch nie eine terminale krystallographische Ausbildung, sondern mehr oder weniger unregelmässige Endigungen. Die gewöhnlichen Zwillinge nach $\infty \bar{P} \infty$ (100) fehlen auch hier nicht. Als Gemengtheil der Grundmasse theilt sie meist die Formen der porphyrischen Krystalle; sie strebt nach säulenförmiger Ausbildung, wird aber hierin oft durch die einschliessenden Plagioklase unterbrochen. Endlich kann es auch vorkommen, dass sie ihre Gestaltung durch die Aggregation der umliegenden Feldspathleisten vorgeschrieben erhält und so zur Entwicklung einer Art ophitischer Structur, wie sie den Diabasen eigenthümlich ist, führt.

Der Mg-Glimmer, sowohl porphyrisch als auch in der Grundmasse auftretend, erscheint in Blättchen und Lamellen von röthlichbrauner Farbe, zum Theil gut krystallographisch begrenzt, zum Theil auch die bekannten gelappten Formen darbietend. Die

pleochroitischen Farben schwanken sehr stark zwischen einem an's Farblose grenzenden Lichtstrohgelb und Tiefrothbraun. Es ist auffallend, in wie hohem Grade der Biotit, welcher doch sonst leicht der atmosphärischen Verwitterung anheimfällt, sich hier auch in sehr stark zersetzten Gesteinspartien frisch erhält; er zeigt keine Spur einer Umsetzung. Die zwischen seinen Spaltflächen sich einschiebenden opaken ferritischen Producte sind Infiltrirungen; sie stammen nicht aus der Glimmersubstanz.

Was die gegenseitige Betheiligung dieser drei Silicate an dem Aufbau des Gesteines betrifft, so sind die Angaben Möhl's geeignet, falsche Vorstellungen zu erwecken. Zunächst bemerkt er nicht das porphyrische Auftreten des Glimmers und gelegentlich der Hornblende; er erwähnt ferner nicht den Augit als Gemengtheil der Grundmasse, der nie ganz fehlt. Da es nicht anzunehmen ist, dass das Gestein 1875 anstehend eine andere Ausbildungsweise zeigte, als zur Zeit, denn damals war der Steinbruchsbetrieb bereits eingestellt, so kann nur eine Verwechslung des Grundmasseaugits mit der Hornblende die Sache erklären.

Nach meinen Erfahrungen stellt sich das Mengenverhältnis so, dass die Hornblende nie den Procentgehalt von 32 erreicht, sondern höchstens von 20. Dies stellt aber bereits das eine Extrem dar, in welchen sie den Augit fast gänzlich verdrängt hat. Dieser Fall tritt besonders bei dem hinter der Tunnelvermauerung verborgenen Gestein ein, wovon die mineralogische Sammlung des Polytechnicums Proben besitzt. Das Gewöhnliche ist, dass sie mit dem Augit in ungefähr gleicher Menge auftritt, und als anderes Extrem erscheint endlich der Fall, dass sie nur als ganz sparsamer accessorischer Gemengtheil erscheint. Beide Extreme sind selten. Die Angabe Möhl's, dass der Glimmer gegen die Hornblende zurücktrete, ist nur ein sehr seltener Ausnahmefall. Er ist vielmehr der vorherrschende färbende Gemengtheil, welcher fast immer dem Gehalt an Augit + Hornblende gleichkommt, und nur wenn der Augit von Hornblende fast völlig verdrängt wird, erscheinen Biotit und Amphibol in nahezu gleicher Menge.

Der Feldspath ist vorwiegend ein Gemengtheil der Grundmasse und nimmt den hervorragendsten Antheil an dem Aufbau derselben. Recht selten ist es, dass er auch in porphyrischen Krystallen erscheint. Er besitzt meist tafelförmige Gestalt, so dass die grösste

Zahl der Durchschnitte Leistenform erkennen lässt. Nur untergeordnet erkennt man auch kurz rectanguläre oder quadratische Durchschnitte. Er ist älter als die Hornblende und der Glimmer der Grundmasse. An den meisten Stellen der Gänge wird die Untersuchung des Feldspathes sehr erschwert durch das Vorhandensein eines vollständig zersetzten Kernes, der nur von einer dünnen Schale unzersetzter Feldspathsubstanz umgeben wird. Der Uebergang zwischen beiden ist ein überraschend unvermittelter. Der Kern gibt meist die Contouren des ganzen Krystalles genau wieder, nur zuweilen zeigt er terminale Einzackungen. Die graubraune, doppelbrechende, secundäre Substanz ist äusserst feinfaserig, oft radialstrahlig und zeigt dann bei + Nicols das feststehende Interferenzkreuz. Bei dem abrupten Wechsel zwischen innerer und äusserer Beschaffenheit der Feldspäthe hätte man daran denken können, dass Einschlüsse zersetzter Basis vorlägen, zumal eine von der Kernsubstanz nicht zu unterscheidende secundäre Masse ausserhalb der Feldspäthe und hier so gut wie sicher als Zersetzungsproduct einer Basis auftritt. Aber abgesehen davon, dass es sehr merkwürdig wäre, wenn sämmtliche Feldspäthe nur Krystallschalen wären, so konnte der positive Nachweis, dass Zersetzungsproducte von Feldspathsubstanz vorliegen, auch geliefert werden, und zwar an dem aus dem kgl. Museum stammenden Handstücke. Hier zeigt sich der Feldspath noch in seiner ganzen Frische. Lamellare Verzwillingungen beweisen, dass ein Plagioklas vorliegt. Die Zahl der Zwillingslamellen ist keine grosse; gewöhnlich nur 2 oder 3, seltener 4 oder mehr. Unverzwillingte tafelförmige Feldspathdurchschnitte sind auf Schnitte parallel $\infty \breve{P} \infty$ (010) zurückzuführen. Die Plagioklasschalen, durch welche die Verzwillingung hindurch geht, müssen ziemlich saurer Natur sein, da sie nach tagelangem Kochen mit Salzsäure sich noch nicht angegriffen zeigten, während der Kern vollständig zersetzt wurde und auf polarisirtes Licht nicht mehr wirkte. Hieraus lässt sich schon schliessen, dass der letztere aus basischer Feldspathsubstanz besteht. Dieses chemische Verhalten, welches durch die Beobachtung der mikroskopischen Verhältnisse vorausgesagt werden konnte, fand durch die optische Untersuchung seine Bestätigung. Es zeigen Schale und Kern ganz beträchtliche Auslöschungsdifferenzen. Diese betrugen einerseits [auf OP (001)]: Rand + 2°, Kern — 16°, andererseits [auf $\infty \breve{P} \infty$ (010)] im Maximum: Rand + 12°, Kern — 36°. Hieraus geht hervor, dass

die Randsubstanz dem Oligoklas, die Kernsubstanz dem Anorthit oder Zwischengliedern zwischen diesem und Labradorit zugehört.

Von noch unzersetztem Olivin habe ich auch in den frischesten Stücken nichts mehr wahrnehmen können (Haarmann erwähnt ihn). Es geht aber aus den Umgrenzungen secundärer Mineralaggregate mit voller Sicherheit hervor, dass er einst vorhanden gewesen ist. An seiner Stelle befinden sich jetzt hauptsächlich zwei Substanzen: innen eine lauchgrüne, in radialfaserigen Kügelchen angeordnete Masse mit an den Serpentin erinnernden Polarisationsfarben, aussen und in der Nähe der präexistirenden Sprünge eine höchst feinfaserige, ebenfalls radialstrahlige, aber braune Masse mit gelblichrothen Polarisationsfarben. Beide zeigen bei gekreuzten Nicols das Interferenzkreuz. Zu gleicher Zeit ist ein Theil des Eisengehaltes des Olivins in Form von Magneteisen an den Contouren, auf Spaltrissen, sowie im Innern abgelagert worden. Manche Durchschnitte der Olivinpseudomorphosen weisen darauf hin, dass es Durchkreuzungszwillinge nach $\breve{P}\infty$ (011) gewesen sind.

Aehnliche grüne und braune secundäre Substanzen kommen auch als Ausfüllung mandelförmiger Hohlräume vor, ohne Beimengung von Magnetit. Die grüne Substanz dürfte vielleicht dem Chlorophaeit (sie ist sehr mild und weich, gibt in Kolben Wasser), die braune dem Delessit zuzurechnen sein.

Der Apatit durchspickt in massenhaften Nadeln das Gestein.

Das Erz tritt zahlreich in tesseralen Formen und Körnern auf, ist in Salzsäure löslich und mithin Magneteisen. Es hat sehr häufig den Augitkörnchen und kleinen Biotitlamellen der Grundmasse als Krystallisationscentrum gedient. Eine skelettartige Verwachsung wird zuweilen beobachtet.

Mit dem Magneteisen vergesellschaftet und oft aus ihm hervorgehend finden sich nicht selten dünne Blättchen von hexagonaler Umrandung und einer roth- bis goldgelben, oft sehr rutilartigen Farbe. Bei vorherrschend nach einer Richtung entwickelter Ausdehnung entstehen auch Lamellen, die in der Form mit Titaneisenglimmer grosse Aehnlichkeit haben. (Titaneisen selbst kommt nur ganz spärlich vor; viele opake strichförmige Gestalten, die man geneigt war, dafür zu halten, lösen sich in Salzsäure, sind demnach auch Magneteisen.) Wegen der enormen Dünne der Blättchen, welche es mit sich bringt, dass stets über oder unter ihnen noch andere

Substanz, gewöhnlich Feldspath, zu liegen kommt, ist es sehr schwierig, die optischen Verhältnisse zu bestimmen; doch scheinen sie den Anforderungen des hexagonalen Systems zu genügen. In den mit kalter Salzsäure behandelten Schliffen treten sie massenhaft hervor, desgleichen in denjenigen, auf welche tagelang heisse Salzsäure einwirkte; in letzterem Falle zeigen sie aber schon recht deutliche Spuren des Angegriffenseins. In den durch *HFl* + *HCl* bewirkten Isolationen finden sie sich nicht oder nur in stark corrodirten Fragmenten. Es liegt demnach ein Material vor, welches von kalter *HCl* nicht merklich, von heisser *HCl* schwer und von *HFl* + *HCl* leicht zersetzt wird. Dieses Verhalten in Verbindung mit der Krystallform und Farbe macht es überaus wahrscheinlich, dass titanhaltiger Eisenglanz vorliegt, von dem wohl anzunehmen ist, dass er sich aus titanhaltigem Magneteisen entwickelt hat. Dass der Magnetit titanhaltig ist, geht auch aus dem gelegentlichen Auftreten eines secundären Titanitsaumes hervor.

Der Raum zwischen den Feldspathleisten ist, soweit er nicht von den übrigen krystallisirten Gemengtheilen eingenommen wird, von einem trübgrauen, faserigen Zersetzungsproducte mit Aggregatpolarisation erfüllt. Die Substanz erinnert in ihren Eigenschaften sehr an das faserige Zersetzungsproduct des Feldspathkernes. Das Auftreten der bezeichneten Masse ist völlig identisch mit demjenigen einer zwischengeklemmten Basis, und es dürfte keinem Zweifel unterliegen, dass das Gestein im unzersetzten Zustande basishaltig war. Die gleichen Endziele bei der Zersetzung der Basis und des basischen Feldspathkernes legen es nahe, ersterer eine dem Anorthit ähnliche chemische Zusammensetzung zuzuschreiben.

Die Concretionen geben sich unter dem Mikroskope dadurch zu erkennen, dass dünne Glimmerlamellen einen Kreis oder ein Oval bilden, innerhalb dessen sich dieselben Gemengtheile befinden, welche auch in der Grundmasse auftreten, jedoch mit Ausnahme der Hornblende; es ist auffallend, dass diese immer fehlt. Der Biotit tritt im Vergleich zu seiner Verbreitung in der Grundmasse etwas zurück. Die Gemengtheile sind nicht strahlig, sondern wirr angeordnet. Das Centrum dieser Concretionen wird recht häufig durch eine Mandel (oder mehrere sehr kleine) eingenommen, die ihrerseits von der grauen und grünen Substanz, beide zuweilen durch einen Erzkranz getrennt, erfüllt werden; die grüne Substanz kann durch Calcit ersetzt werden.

Nach dem Contact mit dem Syenit hin wird die Grundmasse bedeutend feinkörniger und nimmt eine ausgezeichnete Fluidalstructur an, die sich an der Parallellagerung der Plagioklas- und Glimmerleisten zu erkennen gibt. Die Hornblende verschwindet als Gemengtheil, der Augit wird nur noch spärlich in winzigen Körnchen wahrgenommen, das Erz, an Menge sich gleichbleibend, vertheilt sich in kleineren Individuen regelmässig durch das Gestein. Je näher man dem Contact kommt, umso dichter wird die Grundmasse und nimmt schliesslich eine mikroporphyrartige Structur an, indem die Plagioklasleisten gelegen sind in einem äusserst feinen, mit starker Vergrösserung nur noch schlecht auflösbaren Gemenge von Feldspathleisten mit gleichsam als Tinctur wirkender Biotitsubstanz, wozu sich aus der Zersetzung des Magnetits hervorgegangener Limonit und winzigste Mikrolithe, in denen man den Augit nicht mehr nachweisen, nur noch vermuthen kann, gesellen. Die mikroporphyrartigen Feldspathleisten erscheinen in den bekannten ausgegabelten Formen, wie sie bei solchen kleinen Gebilden oft zur Beobachtung kommen.

Die dunkelbraune Färbung, welche vom Contact aus auf ungefähr 1 Centimeter sich in das Gestein verbreitet, beruht auf einer Durchtränkung des dichten Gesteinsgewebes mit unter dem Mikroskop undurchsichtigen ferritischen Massen (Limonit), die von aussen her eingedrungen sind. Zuweilen ist endlich noch eine 1 Millimeter mächtige, grüne, felsitische Zone, welche direct an den Syenit grenzt, zu beobachten.

In dem stark zersetzten Gesteine oberhalb des sogenannten „Eiswurms-Lager“ gibt sich genau dieselbe Structur zu erkennen wie in dem gegenüberliegenden Melaphyr. Der Feldspathkern ist völlig zersetzt und zuweilen von infiltrirten opaken Eisenerzen vollständig erfüllt. Der in 1 bis 2 Millimeter grossen Blättchen porphyrisch auftretende Biotit ist noch vollkommen frisch (in einem Falle wurden in ihm modellgleiche sagenitische Aggregate von Rutil beobachtet, ohne dass er selbst Spuren des Angegriffenseins zeigte). Der porphyrische Augit ist durchgängig zu Calcit zersetzt, innerhalb dessen Rutilkryställchen und -körner vorkommen. Hornblende und Augit ist in der Grundmasse nicht mehr nachweisbar; das Vorkommen von Olivin ist fraglich.

Ueberblicken wir die Bestandtheile des Ganggesteines gegenüber der Königsmühle, so ergibt sich, dass es ein olivinhaltiges Plagioklas-Augit-Biotit-Gestein mit porphyrischer Structur ist. Die Hornblende besitzt classificatorisch nicht den Wert der übrigen Gemengtheile, da sie zu einem accessorischen Componenten herabsinken kann, während der porphyrische Augit nie fehlt. Unter welche Gruppe sollen wir dieses Gestein rangiren? Das Alter ist nicht genau bestimmbar, da über dem Syenit, den es durchbricht, keine geologische Formation gelegen ist. Dass wir es mit einem vortertiären Gestein zu thun haben, kann nur durch die petrographische Beschaffenheit wahrscheinlich gemacht werden; von den Basalten trennt es die wenig feste Beschaffenheit der Grundmasse, der grosse Gehalt an Biotit, die leichte Neigung zur Verwitterung. Von Bezeichnungen, die sich auf vortertiäre Gesteine beziehen, ist vor allem die ihm von Möhl beigelegte Benennung Minette zu verwerfen, da wir unter dieser ein Orthoklasgestein verstehen und auch im übrigen weder makroskopisch, noch mikroskopisch eine Aehnlichkeit mit diesem Typus, wie aus der Beschreibung hervorgeht, besteht.

Das Ganggestein reiht sich vielmehr ohne Zwang unter die Melaphyre, wenn es auch eine seltenere Abart dieser Familie darstellt. Mehr auf Grund des allgemeinen Habitus als auf genauerer Kenntnis der constituirenden Gemengtheile haben also schon manche ältere Geologen hier das Richtige getroffen, wobei allerdings der weite Spielraum, welcher dem Begriffe Melaphyr gelassen wurde, zu Hilfe kam. Unser in Rede stehendes Gestein können wir, sofern wir mit Rosenbusch den Olivingehalt als für den Begriff Melaphyr wesentlich ansehen, als Glimmermelaphyr bezeichnen, welcher local ziemlich hornblendereich werden kann. Er steht der von Rosenbusch aufgestellten Gruppe des Weiselbergits am nächsten.

Mit den Lamprophyren des Plauen'schen Grundes hat der Glimmermelaphyr nichts zu thun; er unterscheidet sich von ihnen durch das Vorhandensein von basaltischer Hornblende, einer Basis, einer Mandelsteinstructur u. a. m., insbesondere aber auch durch den vollständigen Mangel jedweder dynamometamorphischen Umwandlung, obgleich er von ihnen nur einige hundert Meter entfernt auftritt, und obgleich ähnliche Erscheinungen in anderen Melaphyren nichts Seltenes sind. Wir finden aber keine Spur von Uralit, keine Spur von Pilit. Es ist nicht unmöglich, dass letzterer Umstand uns einiger-

massen einen Ersatz für die mangelnde geologische Altersbestimmung zu leisten vermag. Der Mangel der erwähnten, auf mechanische Einwirkungen zurückzuführenden Umwandlungsvorgänge deutet — diese Hypothese ist nicht ganz von der Hand zu weisen — darauf hin, dass der Melaphyr jünger als jene Lamprophyre ist. Und dies würde uns ein Recht geben, das in Frage stehende Ganggestein von den älteren dyadischen Melaphyren zu trennen und es, wie dies schon H. B. Geinitz that, als jüngeren Melaphyr — aber nicht als Basalt — zu bezeichnen.

Resultate.

1. Die Lamprophyre des Plauen'schen Grundes treten in mehreren parallel geschaarten Gängen von sehr verschiedener Mächtigkeit auf. Sie zerfallen in Minetten und Kersantite, wobei plagioklasreiche Glieder der ersteren nicht ausgeschlossen sind. Im speciellen erweisen sie sich als olivinhaltige Augit-Lamprophyre. Reine Glimmerminette kommt nur untergeordnet als locale Facies vor. Der äussere Habitus der Gesteine ist ein sehr wechselnder, bedingt durch Erscheinungen der Verwitterung, der unter mechanischen Einflüssen erfolgten Neubildung von Gemengtheilen und der variirenden Structur.

2. Der Feldspath erscheint in den Minetten vorwiegend körnig, in den Kersantiten vorwiegend leistenförmig. Mikroperthit kommt selten in der Minette vor. Die Zwillingsstreifung des Plagioklases hat zum Theil mechanischen Kräften ihre Entstehung zu verdanken.

3. Der Biotit lässt nicht selten ein Weiterwachsthum erkennen, das nach erfolgter Gesteinsverfestigung vor sich gegangen ist. Mannigfache Folgen dynamischer Einwirkungen sind zu beobachten. Mit Orthoklas tritt er in mikroskopischer Verwachsung auf. Stellenweise zersetzt sich der Biotit sehr leicht in Chlorit und dieser in Talk, während er anderwärts der Verwitterung sehr lange Widerstand leistet. In Verbindung mit der Chloritisirung, seltener unabhängig von ihr, findet in den Minetten eine Ausscheidung des Titangehaltes in Form von Rutil statt, während derselbe Vorgang in den Kersantiten zu Bildung von Anatas führt.

4. Der Augit gehört zur Varietät des Malakoliths. Als Folgen dynamischer Einwirkungen lässt er einerseits Zertrümmerungserscheinungen, andererseits die secundäre Herausbildung von Biotit erkennen.

Hydatogene Umwandlung führt zur Bildung von Pseudomorphosen von Calcit nach Augit. Solche von Quarz nach Augit entstehen direct oder durch Vermittlung des Chlorites. Secundärer Rutil erlangt in den Pseudomorphosen bedeutende Grösse.

Die stets grüne Hornblende tritt in stengeliger, faseriger, compacter Form auf oder als Wander-Hornblende. Sämmtliche Varietäten sind secundär, die ersten 3 sicher aus Augit hervorgegangen. Die Amphibolitisirung führt zur secundären Herausbildung von Hornblende-Minette aus Augit-Minette.

5. Der einst vorhanden gewesene Olivin ist vollständig pseudomorphosirt. Die durch Dynamometamorphose entstandenen Afterkrystalle bestehen aus pilitischer Hornblende oder einem Gemenge von Pilit, Biotit, Talk und Magnetit oder endlich aus Talk und Magneteisen. Ist diese Metamorphosirung auf einen äusseren Rand beschränkt geblieben, so hat sich, wenn dieser aus Pilit besteht, der Olivinkern auf hydatogenem Wege in Chlorit umgesetzt. Besteht der Rand aus Talk, so finden sich im Kern Serpentin und Carbonate. Fast sämmtliche Olivinpseudomorphosen besitzen einen Biotitsaum; die Bildung dieses Biotits ist auf mechanische Einflüsse zurückzuführen. Durchkreuzungszwillinge nach $\breve{P}\infty$ (011) sind sehr verbreitet, stellenweise häufiger als einfache Krystalle.

6. Der Titanit ist zum Theil primär, zum Theil secundär.

7. Die in der Minette eingeschlossenen Quarze besitzen einen Augitsaum. Im Kersantit dagegen wurde an Stelle desselben Neubildung von Quarz in gleicher optischer Orientirung mit dem eingehüllten Individuum, durchdrungen von Magnetitstaub und Krystalliten, beobachtet. Die in den Lamprophyren eingeschlossenen syenitischen Orthoklase lassen keine Contactphänomene erkennen; die Anlagerung von Biotitlamellen ist eine blosse Attractionserscheinung.

8. Eine exomorphe Contactmetamorphose fehlt fast völlig; die endomorphe ist meist, nicht immer entwickelt. Bei abnehmender Grösse aller Gemengtheile geht die mittelkörnige Structur nach dem Salband zu in's Dichte über. Der Olivin erscheint am Contact weit häufiger und in besseren Contouren als davon entfernt; er ist ein echtes endogenes Contactproduct.

9. Das Ganggestein an beiden Gehängen gegenüber der Königsmühle gehört einem hornblende-haltigen Glimmermelaphyr an. Der Augit und die Hornblende der Grundmasse vermögen sich

gegenseitig zu vertreten. Der Kern des Plagioklases ist sehr basisch (Anorthit), die Randzone sauerer (Oligoklas).

Dresden, Polytechnikum, August 1889.

Erklärung der Taf. III.

Fig. 1. Biotitmikrolithe einzeln und aggregirt. Aus der Minette des Plauen'schen Grundes. Vergr. ca. 600.

„ 2. Biotit mit Anwachszonen, welche nach der Gesteinsverfestigung erfolgten. Min. d Pl. Gr.

„ 3. Desgl.

„ 4. In ein Aggregat zersetzter Anatas. Kersantit des Pl. Gr. Vergr. ca. 300.

„ 5. Augit *(A)* zum Theil in Uralit *(U)* umgesetzt, mit secundärer Herausbildung von Biotit *(B)*. Min. d. Pl. Gr.

„ 6. Malakolith mit prismatischer und pinakoidaler Spaltbarkeit. $B =$ Biotit. Min. d. Pl. Vergr. ca. 150.

„ 7. Uralit *(U)* und Biotit *(B)* pseudomorph nach Augit. Min. d. Pl. Gr. Vergr. circa 120.

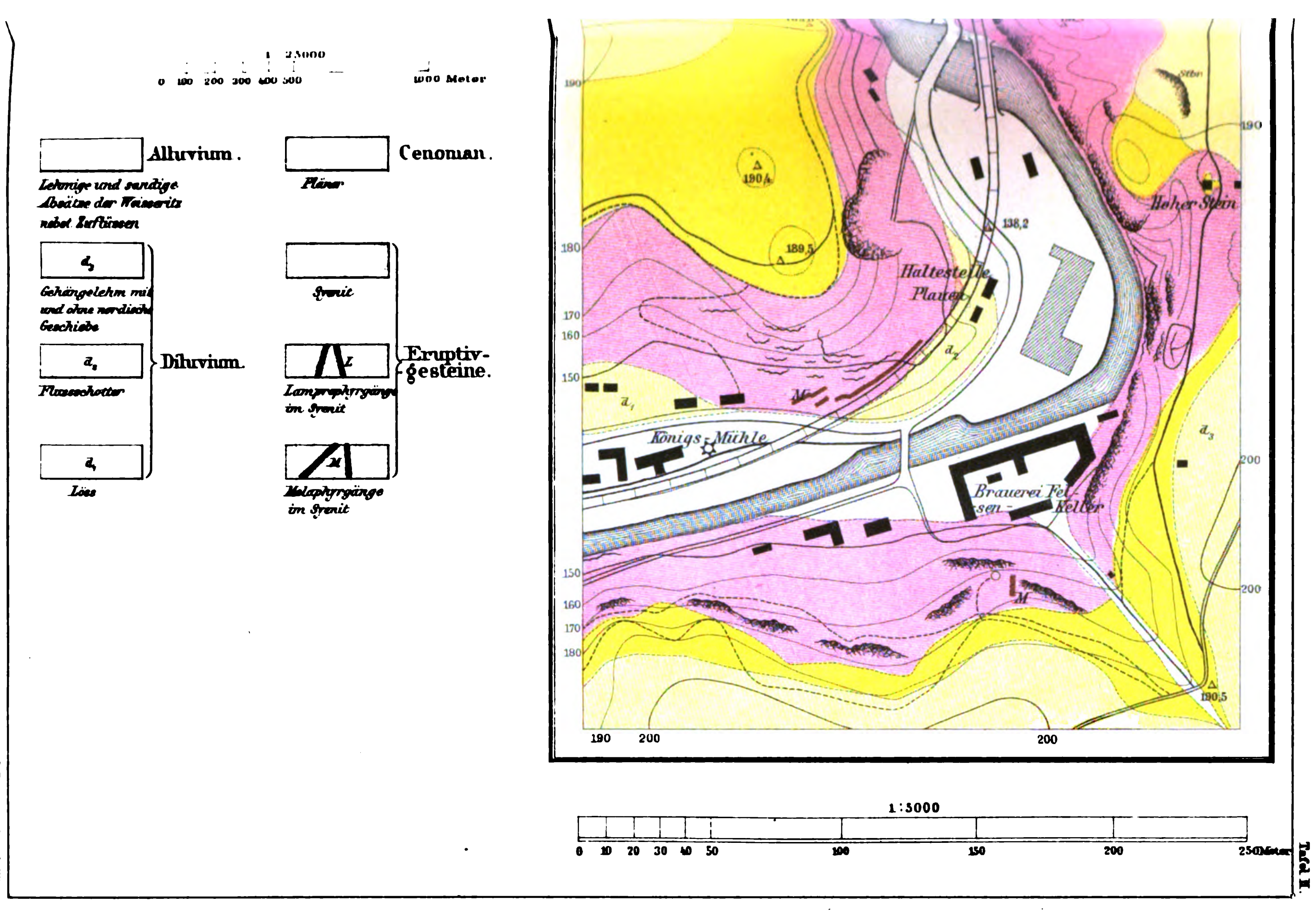
„ 8. Desgl.

„ 9. Pseudomorphose von Hornblende *(H)*, Talk *(T)* (in der Figur gehäckelt) und Biotit *(B)* (dunkel schattirt) nach Olivin. Min. d. Pl. Gr. Vergr. ca. 80.

„ 10. Pseudomorphose von faserigem Talk + Magneteisen nach Olivin. Dieser ein Durchkreuzungszwilling nach $\breve{P}\infty$ (011). Min. d. P. Gr. Vergr. ca. 45.

„ 11. Pseudomorphose nach einem Olivinzwilling [$Z\,E = \breve{P}\infty$ (011)]. Der äussere Saum besteht aus einem innigen Gemenge von Biotit und Talk mit Magnetitkörnchen; darauf folgt eine Zone von Magneteisen, innen Serpentin und Calcit. Min. d. Pl. Gr. Vergr. ca. 80.

Geologische Karte
des
unteren Theiles
des
PLAUENSCHEN GRUNDES.



Tafel II.

Lith. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien.
…graph. Mittheilungen, Bd. XI. Heft I.
…Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

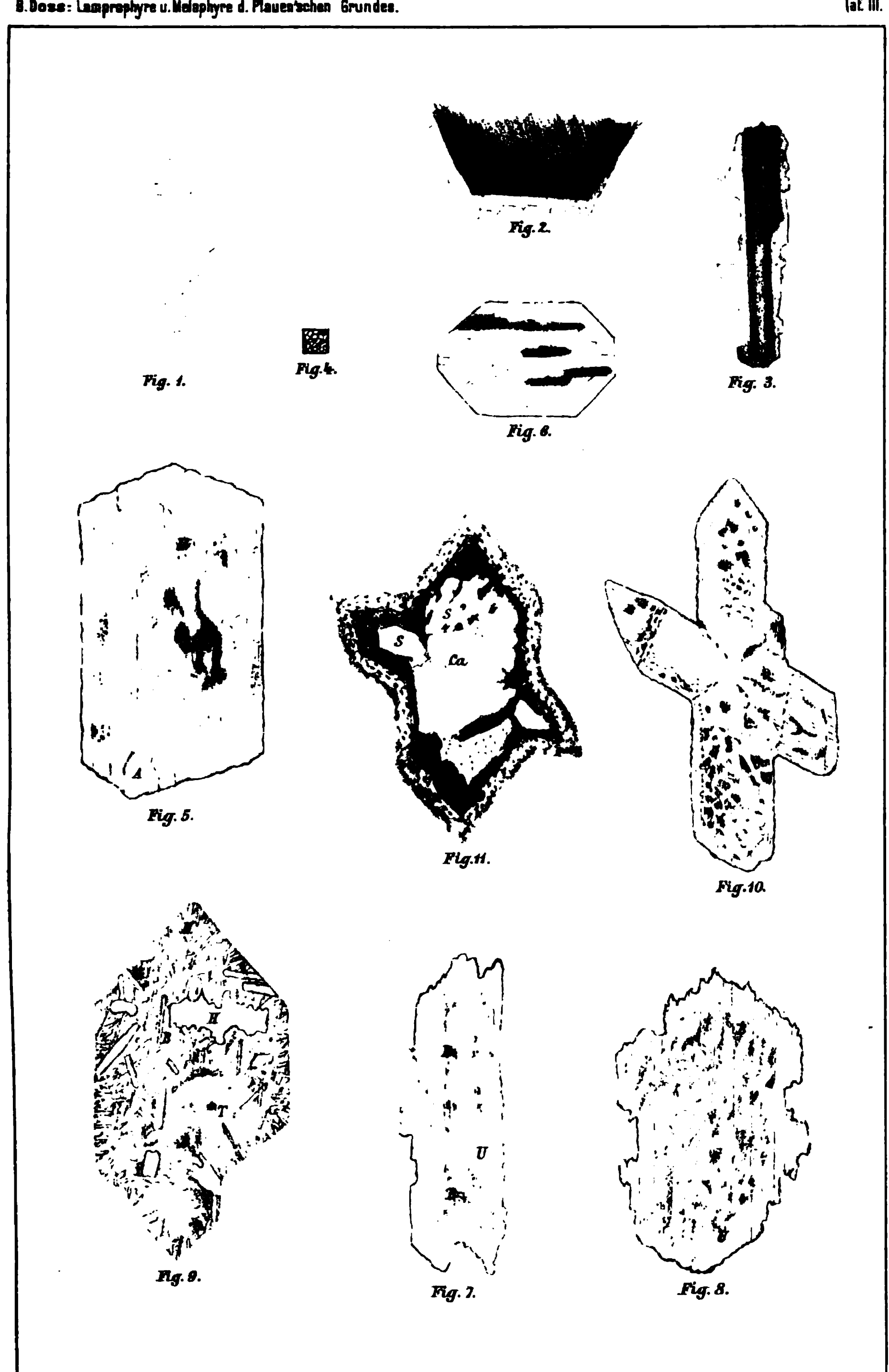


Fig. 1. Fig. 4. Fig. 2. Fig. 6. Fig. 3. Fig. 5. Fig. 11. Fig. 10. Fig. 9. Fig. 7. Fig. 8.

IV. Notiz.

Whewellit von Zwickau.

Als ich dieser Tage Gelegenheit hatte, hier in Freiberg eine kleine, aber hübsche Mineralsammlung eines Bergbeamten, der in den Siebziger-Jahren im Zwickauer Reviere amtirte, flüchtig durchzusehen, wurde mir bei Durchsicht der Kalkspäthe ein Exemplar gezeigt, das mir bei dem ersten Blicke auffiel. Dieser erste Blick zeigte nämlich, dass ein Zwilling vorlag und der nächste Gedanke war, dass dieser Zwilling nicht dem Kalkspath angehören könne, sondern vielmehr Whewellit sein müsse. Meine Bitte, die Stufe behufs näherer Untersuchung mitnehmen zu dürfen, wurde mir von dem Besitzer in liebenswürdiger und dankenswerter Weise erfüllt und so bin ich in der angenehmen Lage, einen weiteren Fundort des interessanten, seltenen Minerales angeben zu können.

Besagter Whewellit stammt aus der Steinkohle von Zwickau in Sachsen und ist daselbst im Jahre 1876 auf dem Hilfe-Gottes-Schacht, zur Bürgergewerkschaft gehörig, vorgekommen. Der Zwickauer Whewellit liegt nun aber in einem wahren Prachtstück vor und ist ein Riesenkrystall im Vergleich mit den kleinen Krystallen des ersten Vorkommens unbekannten Fundortes; derselbe ist wohl doppelt so gross als die Burgker Zwillinge.

Der farblose, wasserhelle Krystall ist wiederum ein herzförmiger Zwilling, wie Miller das erste Vorkommen beschreibt und Weisbach dasjenige von Burgk.

Die Ausbildung des Zwickauer Zwillings ist aber eine etwas andere. Er ist flächenärmer als die Burgker Krystalle. Die Form $e = P\infty$ fehlt ganz, $b = \infty P\infty$ tritt nur in Spuren auf, die Basis c ist gross entwickelt, nächstdem $s = \frac{3}{2} P 3$; die prismatischen Flächen, welche der Ausdehnung nach vorherrschen, sind undeutlich und verschwommen. Die verwachsenen Individuen stossen nicht in einer geraden Linie zusammen, wie das die Burgker Zwillinge nach der schönen Weisbach'schen Zeichnung (Jahrb. f. Min. 1884, II, 48) zeigen, sondern das eine Individuum greift über das andere vor. Dieses Uebergreifen zeigt indessen auch ein kleinerer, in meiner Sammlung befindlicher Zwilling von Burgk.

Der Besitzer des Krystalles wird das seltene Prachtstück der Freiberger bergakademischen Sammlung als Geschenk überreichen.

Der Zwickauer Krystall liegt auf einer Unterlage von Braunspath auf und ein weiterer Begleiter ist Kupferkies. Der Burgker Whewellit sitzt entweder auf scalenoëdrischem Kalkspath, oder direct auf Gesteinskamm auf; Begleiter dieses Vorkommens sind ferner Zinkblende, Eisenkies und Schwerspath. Auch in dem Zwickauer Whewellit-Braunspathvorkommen fand sich ein einzelnes kleines, gelbes Schwerspathkryställchen, das den Schwerspathkryställchen von Burgk zum Verwechseln ähnlich ist.

Um vielleicht noch einen weiteren Whewellit von Zwickau zu erlangen, reiste ich sofort dahin, ohne indessen das Mineral zu Gesicht zu bekommen. Dem betreffenden Beamten war das Vorkommen von 1876 gänzlich aus dem Gedächtnis

entschwunden und bei einem Unterbeamten, Steiger Sch., an den ich gewiesen wurde, weil derselbe eine kleine Sammlung besitzt, fand ich wohl das Vorkommen von dem, den Whewellit begleitenden Braunspath und Kupferkies, wie den oben erwähnten kleinen Schwerspathkrystall, leider aber keinen Whewellit. Dieser Beamte war der Ansicht, dass das Vorkommen eines einzigen Krystalles wohl möglich sei. Nach ihm stammt der Whewellit von einer Verwerfungskluft des Segen-Gottes-Querschlages. In den Nestern von Verwerfungen finden sich als Ausfüllungsmasse kleine oder grössere Nieren, die bei dem Zerschlagen sich ausgekleidet zeigen mit schönen Braunspath-Rhomboëdern; in einer grösseren derartigen Niere habe nun der Whewellit-Zwilling gesessen.

Es dürfte rathsam sein, dem Whewellit einen deutschen Namen zu geben. Nicht akademisch gebildete Bergleute sprechen den Namen nicht Iuellit, sondern Wehwellit aus. Da nun der Whewellit ein ausgesprochener Spath ist, er wurde ja bisher mit Kalkspath oder Gyps verwechselt, ob da vielleicht der Name „Kohlenspath“ in Vorschlag gebracht werden könnte?

Freiberg, den 12. August 1889. A. Frenzel.

V. Literatur.

Krystallographie.

Baumhauer H.: Das Reich der Krystalle für jeden Freund der Natur, insbesondere für Mineraliensammler leichtfasslich dargestellt. — Leipzig, Engelmann, 1889.

Stuhlmann C. C.: Krystallographische Mittheilungen über Derivate der Bromchinoline. — Zeitschr. f. Kryst. XV, 5.

Williams G. H.: On the possibility of Hemihedrism in the Monoclinic Crystal System, with especial reference to the Hemihedrism of Pyroxene. — Am. Journ. of Sc. August 1889, Vol. XXXVIII.

Mineralogie.

Adams F. D.: On the Microscopical Character of the Ore of the Treadwell Mine, Alaska. — American Geologist. August 1889.

Becker G. F.: Silicic Acids. — Am. Journ. of Sc. August 1889, Vol. XXXVIII.

Busz K.: Mittheilungen aus dem mineralogischen Museum der Universität Bonn. I. Theil. (1. Schwefel von Bleierzgängen. 2. Künstl. Zinkoxyd von Mislowitz. 3. Korund von Ceylon. 4. Zinnstein von Böhmen und Cornwall. 5. Manganit von Grettenich bei Saarbrücken. 6. Atelestit von Gr. Neuhilfe Schneeberg in Sachsen.) — Zeitschr. f. Kryst. 1889, XV, 6.

Dawson G. H.: Notes on the Ore-Deposit of the Treadwell Mine, Alaska. — American Geologist. August 1889.

Foullon H. Baron v.: Ueber den Prehnit aus dem Floitenthale. — Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1889, Nr. 10.

Hamberg A.: Mineralogische Studien. (1. Optische Eigenschaften des Ekmanit. 2. Ueber Karyopilit, ein wasserhaltiges Manganoxydulsilicat von der Grube Harstigen bei Pajsberg in Vermland. 3. Ueber Flinkit, ein wasserhaltiges Manganarseniat aus der Grube Harstigen bei Pajsberg i. V. 4. Krystallsystem des Synadelphit. 5. Baryt von Harstigen. 6. Optische Anomalien des Ekdemit [Heliophyllit] von Harstigen.) — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. Bd. XI.

Hillebrand W. F.: Mineralogical Notes. (1. Samarskite. 2. An Ill-Defined Zirconium Mineral. 3. A Sulphide of Copper, Silver and Zinc. 4. An Argentiferous Arsenide of Nickel and Cobalt.) Proc. Colorado Scient. Soc. 1888, III, 38.

Knop A.: Beitrag zur Kenntnis der in den Diamantfeldern von Jagersfontein (Südafrika) vorkommenden Mineralien und Gesteine. — Bericht über die XXII. Versammlung des Oberrhein. geol. Ver.

Liversidge A.: Notes on some New South Wales minerals (Note Nr. 5). Read before the Roy. Soc. of N. S. W. 5. December 1888. — (Contents: Antimony; Barklyite; Cassiterite; Cobaltine; Covelline; Erythrite; Gahnite; Garnets; Graphite; Gold; Gold and Native Antimony; Marmolite; Molybdenite; Platinum; Osmium and Iridium; Prehnite; Siderite; Pyrrhotine; Silver; Silver Chloride; Stannite; Tellurate of Bismuth; Topaz.)

Prendel R.: Ueber den Wiluit. (Auszug aus der russischen Publication.) — Zeitschr. f. Kryst. XVII, 1.

Stelzner A. W.: Ueber die Zusammensetzung des als Uebergemengtheil in Gneiss und Granit auftretenden Apatites. — N. J. f. Min. 1889, Bd. I.

Williams G. H. and Gill A. C.: Contributions to the Mineralogy of Maryland. — Johns Hopkins University Circulars. Nr. 75.

Wossidlo P.: Leitfaden der Mineralogie und Geologie für höhere Lehranstalten. Mit 696 in den Text gedruckten Abbildungen und einer geologischen Karte in Buntdruck. — Berlin, Weidmann, 1889.

Geologie und Petrographie.

Irving R. D.: On the classification of the early cambrian and pre-cambrian formations. — U. S. Geol. Survey. Extr. from the seventh annual Report of the Director, 1885—1886. Washington 1888.

Judd J. W.: On the growth of crystals in igneous rocks after their consolidation. — The Tertiary Volcanoes of the Western Isles of Scotland. — Quart. Journ. of the Geol. Soc. for May 1889.

Klemm G.: Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Section Riesa-Strehla. Blatt 16.

Lattermann G.: Die Lautenthaler Soolquelle und ihre Absätze. — Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanstalt für 1888. Berlin 1889.

Rosenbusch H.: Zur Auffassung des Grundgebirges. — N. J. f. Min. etc. 1889, Bd. II.

Schmidt C.: Zur Geologie der Schweizeralpen. — Basel, Benno Schwabe 1889.

Stelzner A. W.: Die Lateralsecretions-Theorie und ihre Bedeutung für das Přibramer Ganggebiet. — Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch d. k. k. Bergakademien zu Leoben und Přibram etc. 1889, Bd. XXXVII.

Winkler W.: Entstehen und Vergehen der Länder und Meere. — Programm des k. k. Staatsgymnasiums in Oberhollabrunn. 1889.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.

VI. Einige Beobachtungen an dem Meteorsteine von Ochansk.

Von **Julian v. Siemaschko.**

Beobachtungen an einer grossen Zahl von Stücken (über 1000 im Gesammtgewichte von circa 20 Kilogramm) des Meteoriten von Ochansk, gefallen am 30. August 1887, haben mich einige Facta wahrnehmen lassen, die mich zu Schlüssen führten, welche ich theils als neu in Bezug auf die Theilung und Zusammensetzung der Meteoriten, theils als Erklärung früherer Beobachtungen ansehe und darum hier zur Mittheilung bringe.

Theilung der Meteoriten. Die Theilung der Meteoriten kommt nicht durch Explosion und momentan zustande, sondern durch wiederholtes Abtrennen von einzelnen Stücken, wovon bei vorliegendem Meteoriten besonders zwei Arten in's Auge zu fassen sind, einmal *a)* längs der Harnische oder Rutschflächen, dann aber auch *b)* an der Basis von eigenthümlichen Hervorragungen auf der Oberfläche der Steine. Die Ursache dieser Erscheinung ist darin zu suchen, dass nach gewissen Richtungen des Meteoriten sich leichter schmelzbare Substanz vorfindet, so dass infolge der Hitze während der Zeit, wo er bei seinem Fluge durch die Atmosphäre glühend war, zunächst nach diesen Richtungen eine Verringerung der Cohäsion und schliesslich ein Loslösen erfolgen musste. Zu dieser Ansicht führen folgende Beobachtungen:

Ad *a*. Die Rinde hat sich in kochendem Zustande befunden, wie ihr blasiges, schwammiges Aussehen beweist. Ihre Dicke beträgt stellenweise bis 10 Millimeter und sie enthält Blasen von 1—3 Millimeter im Durchmesser. Masse von derselben Beschaffenheit wie die Rinde findet man bis 50—60 Millimeter tief in das Innere eingedrungen. In dieser Masse beobachtet man Eisenkügelchen von 1 bis 2 Millimeter Durchmesser und Eisenplättchen von 100—800 Quadratmillimeter Fläche und von 1—1·5 Millimeter Dicke. In der Rinde sind Blasen sichtbar, welche wie Schlacke irisiren; auch um die rundlichen Gasausströmungsöffnungen, welche dieser Stein in ausgezeichneter Weise zeigt, ist öfters ein solcher bläulich irisirender Hof vor-

handen. Diese Erscheinungen, zum Theil bis jetzt nicht beobachtet, zum Theil noch nicht ganz aufgeklärt, scheinen zu beweisen, dass erstens das Minimum der Temperatur, welche der Meteorit in der Atmosphäre hatte, nicht unter dem Schmelzpunkte des Eisens (1600° C.) lag; zweitens folgt daraus, dass sich die Wärme in das Innere, je nach der Leitungsfähigkeit der Masse, am stärksten nach den Rutschflächen, die mit vielen Eisenplättchen bedeckt erscheinen, fortpflanzte und die ihnen entsprechenden Partien eben wegen des grossen Eisengehaltes zuerst zum Schmelzen brachte, so dass jetzt entlang dieser verflüssigten Schichte die Lostrennung eines Theiles vom Meteoriten leicht erfolgen konnte.

Der eben beschriebene Vorgang setzt sich natürlich successive fort, da durch die Loslösung eines Stückes stets neue Bruchflächen der Luft ausgesetzt werden und findet erst mit der Auslöschung des Meteoriten seinen Abschluss.

Dass eine solche Theilung nach den Rutschflächen stattfindet, wurde schon längst von anderen Forschern, so von G. vom Rath, Tschermak, Brezina ausgesprochen; der Meteorit von Ochansk gestattet uns aber erst mit Sicherheit zu erkennen, wie es bei dieser Abtrennung zuging.

Ad *b*. Erhabenheiten (Protuberanzen) von der Art, wie sie unser Meteorit zeigt, sind bisher unbekannt. Sie sind warzen- oder zapfenförmig, 5—20 Millimeter hoch und bilden jene oberflächlichen Partien, welche nach dem Abschmelzen der Umgebung übrig geblieben sind. Werden mehrere solcher Hervorragungen losgetrennt, kann man deutlich verfolgen, wie die geschmolzene Rinde an ihrer Basis weiter vordrang und dadurch den festen Zusammenhang mit der Unterlage immer mehr verringerte, so dass endlich ein Abschleudern der Protuberanz hätte erfolgen müssen. Die Masse dieser Erhabenheiten ist weisslichgrauer Chondrit.

Nachdem man an den Ochansker Meteoriten diese ausgezeichnete Protuberanzenbildung gesehen hat, liegt es nahe zu fragen, ob nicht auch an anderen Meteoriten Gleiches zu finden sei. Einstweilen lässt sich angeben, dass ein in meinem Besitze befindlicher Stein von Mocs den Anfang einer solchen Protuberanz zeigt, hingegen andere Exemplare die bereits erfolgte Abtrennung erkennen lassen.

Brecciens tructur. Der Ochansker Stein gehört zu den Meteoriten mit ausgezeichneter Breccienstructur. Es finden sich

weisslichgraue, bläuliche und grünlichgraue Partien, öfter umschliesst grünlichgrauer Chondrit Theile des weisslichgrauen, und in solchen Fällen glaubt man sich zuweilen an undeutliche Krystallumrisse erinnert, wie solche in Porphyren eingewachsene Feldspäthe zeigen; auch rein weisser Chondrit (Enstatit?) tritt auf. Eine besondere Abänderung der grünlichgrauen Theile ist schiefrig (beobachtete Grösse: $3 \times 2 \times 2$ Centimeter), frei von Chondren, aber reich an Eisenschüppchen und gleicht im übrigen so der Chondrensubstanz, dass man sie Chondrenmutter nennen kann. Wäre ein derartiges Stück durch Theilung von der übrigen Masse getrennt worden, so hätte der Ochansker Fall neben deutlichen Chondriten auch einen Chondren freien Stein geliefert, gleichwie vom Rath unter tausenden von Pultuksteinen — lauter Chondriten — auch einen frei von Chondren fand. Für das specifische Gewicht verschiedener Fragmente des vorliegenden Chondriten wurden die Zahlen erhalten:

1.	3·1134	5.	3·5372
2.	3·267	6.	3·7836
3.	3·2982	7.	5·2618
4.	3·3841		

Eisen. Das Eisen kommt in dem Ochansker Meteorit als primitives, dann aber auch als erst bei dem Fluge des Meteores durch unsere Atmosphäre ausgeschmolzenes Eisen vor. Ersteres erscheint *a*) in wenig glänzenden, dunkleren, rundlichen Körnern, oder *b*) in lebhaft glänzenden, lichteren Partien und feinen Schüppchen, selten *c*) in Krystallen. Bisher erwähnt nur Partsch im Meteorit von Barbotan zwei Krystalle als „unvollkommene Hexaëder". Im Ochansker Steine sind diese seltenen Gebilde oft sehr scharf, zeigen eine Kantenlänge von 1—2 Millimeter und lassen nebst anderen Formen sehr schön die Combination des Hexaëders, dessen Ecken durch das Oktaëder, die Kanten durch das Rhombendodekaëder abgestumpft sind, und eines Tetrakishexaëders erkennen. Zwei solche lose Eisenkrystalle, 0·2040 und 0·2292 Gramm schwer, besassen das specifische Gewicht von 5·82 und 5·0.

Zu dem erst in der Atmosphäre ausgeschmolzenen Eisen sind die in der Rinde enthaltenen Eisenkügelchen, die Eisenplatten und Bleche zu rechnen, welche schon früher angeführt wurden. Das specifische Gewicht einer solchen Eisenplatte wurde zu 5·8476 bestimmt und eine vorgenommene Analyse ergab:

Eisen	79·123
Nickel	11·376
Phosphor	0·736
Schwefel	8·438
Kobalt	Spur
	99·673

Hier mag noch bemerkt sein, dass diese Platten keine Widmanstätten'sche Figuren geben, wohl aber die Neumann'schen Linien, was auch mit dem Querbruche dieser Massen stimmt, welcher Spaltungsflächen des Hexaëders wahrnehmen lässt.

Von dem primitiven Eisen wäre noch zu bemerken, dass es in der grünlichgrauen Substanz oft in grosser Menge in Körnern, in plattenförmigen Räumen ausgeschieden ist.

Schwefeleisen. Dieses Mineral tritt im Ochansker Steine sehr gegen Eisen zurück; es erscheint in kleinen Nestern von körniger Textur und ist oft bläulich angelaufen. Ausserdem kommt aber ein Schwefeleisen vor, das mehr speisgelb, und, wie man mit dem Mikroskop, zuweilen aber auch schon mit freiem Auge sehen kann, deutlich auskrystallisirt ist. Ein derartiger, loser Krystall, 0·3 Millimeter gross, zeigt die Form eines Pentagondodekaëders; dass er wirklich aus einem Meteoriten stammt, beweist jetzt noch das Chondrenstück, das ihm anhaftet. Dieser Meteorit ist also auch dadurch ausgezeichnet, dass er zweifellos ein Schwefeleisen in der Form des Pyrits enthält, welches als Meteoritengemengtheil jedenfalls selten ist; denn ausser sehr unbestimmt lautenden Angaben Reichenbach's beschreibt meines Wissens nur Gustav Rose aus dem Chassigny-Steine im Berliner Museum kleine speisgelbe Würfel.

Es gehört also der Meteorit von Ochansk wegen der eigenthümlichen Art der Theilung, wegen der blasigen Rinde, der grossen geschmolzenen Nickeleisenplatten, der Krystalle von Eisen und Schwefeleisen zu den interessantesten Erscheinungen im Bereiche der Meteoritenkunde. Was aber noch an ihm unsere Aufmerksamkeit fesselt, ist der Umstand, dass an bestimmten Stellen der Schmelzsubstanz Krystalliten (mikrolithische Bildungen) mit gerader Auslöschung erscheinen, deren Anordnung eine eigenthümliche ist; eine eingehendere Mittheilung darüber wird später folgen.

Wien, im Juli 1889.

VII. Ueber einige Eruptivgesteine der Capverden.

Von **Dr. Franz Eigel.**

Die Gesteine der Capverdischen Inseln wurden im Jahre 1882 von Doelter eingehend untersucht und beschrieben [1]; doch blieben daselbst einige Gesteine unerwähnt, deren Beschreibung im Nachfolgenden gegeben werden soll.

Es sind dies grösstentheils teschenit- und phonolithähnliche Gesteine, deren Classification durch den Umstand, dass sie nicht typisch sind, bedeutend erschwert wird. Prof. Doelter hat mir das Material gütigst überlassen und stand mir bei der Untersuchung mit seiner reichen Erfahrung zur Seite, wofür ich ihm bestens danke. Was die topographischen Verhältnisse anbelangt, so verweise ich auf das soeben citirte Werk.

I. Teschenitähnliche Gesteine.

1. Gestein von der Figuiera secca auf Mayo.

Dieses Gestein besteht zu zwei Dritteln aus schwarzen Augit- und Hornblendekryställchen, die in einer weissen oder etwas graulichen Masse eingebettet sind, so dass es auf einer Schlifffläche schwarz und weiss marmorirt erscheint. Verhältnismässig selten begegnet man braunen Olivinkörnern. Bei Anwendung des Mikroskopes erkennt man ganz deutlich, dass die weisse Substanz ihre Entstehung einem Feldspath verdankt, der bereits alle Zersetzungsstadien aufweist. Aeusserst selten ist er noch ziemlich unzersetzt und zeigt dann oft eine feine Lamellarstructur; in vielen Fällen jedoch ist er am Rande und auch im Innern so in Zersetzung begriffen, dass nur einzelne Partien unzersetzt übrig sind, deren einheitliche optische Orientirung auf die Zusammengehörigkeit zu einem einheitlichen Krystall schliessen lassen; in den meisten Fällen ist die Zersetzung eine vollständige, wobei Pseudomorphosen nach Feldspath entstehen, die allerdings nicht immer deutlich sind, da der Feldspath, die Räume zwischen Augit und Hornblende ausfüllend, nur selten zur selbständigen Formentwicklung gelangt. Die idiomorphen Krystalle

[1] Dr. C. Doelter, Die Vulcane der Capverden und ihre Producte. Graz 1882.

haben einen dicksäulenförmigen Habitus und sind gewöhnlich polysynthetische Zwillinge. Die Feldspathstreifung hat verschiedene Grade der Deutlichkeit bis zum vollständigen Schwinden, bisweilen hat sie mehr Aehnlichkeit mit einer Zonarstructur als mit einer Zwillingsstreifung. Die allotriomorphen Individuen lassen gewöhnlich keine Spur von Zwillingsstreifung erkennen und ähneln mehr dem Orthoklas, zumal da sie auch in Zwillingen, ähnlich den Karlsbadern, auftreten; sie sind meistens mit einander verwachsen und durchwachsen, wie es bei den Feldspäthen der Trachyte nicht selten der Fall ist. Ob dieser Feldspath Orthoklas oder Plagioklas ist, lässt sich bei der schlechten Ausbildung der Formen und der eingetretenen Zersetzung nicht feststellen. Das Maximum der Auslöschungsschiefe auf die Längsrichtung des Plagioklases ist bei 31°, was auf einen Anorthit hinweist. Das Zersetzungsproduct des Feldspaths ist überall eine weissliche, fein gekörnelte, trübe Masse, die nur schwach polarisirt und in manchen Partien fast isotrop erscheint; es ist dies das gewöhnliche Zersetzungsproduct des Feldspaths, eine kaolinartige Masse. In dieser befinden sich zahlreiche helle, ziemlich lebhaft polarisirende Schüppchen, die von Salzsäure nicht angegriffen werden; sie bestehen aus Muscovit; auch Calcit ist zugegen, wie die Behandlung mit Salzsäure beweist.

Die schwarze Hornblende wird im Dünnschliff lichtbraun und zeigt deutliche Spaltbarkeit und sehr starken Pleochroismus mit Ausnahme einiger Individuen, welche auch im Dünnschliffe fast opak sind und entweder gar keinen oder einen äusserst schwachen Farbenwechsel haben und nur an der Krystallform oder der charakteristischen Spaltbarkeit noch als solche zu erkennen sind. Die Krystalle haben den Habitus der basaltischen Hornblende, sind jedoch nur selten gut ausgebildet, meistens zerrissen, am Rande häufig wie ausgefressen. Ihr Aussehen ist noch ganz frisch, abgesehen vom Rande, der schon häufig eine Chloritisirung erfahren hat.

Während die Zersetzung der Hornblende auf den Rand beschränkt bleibt, ist sie beim Augit viel weiter vorgeschritten und hat, auf den Sprüngen eindringend, auch schon das Innere erfasst. Als Zersetzungsproduct erscheint dieselbe chloritische Masse, wie bei der Hornblende, bisweilen aber auch Biotit, ganz ähnlich, wie es Rohrbach in manchen Teschemiten beobachtet hat.[1])

---

[1]) Carl E. M. Rohrbach, Ueber die Eruptivgesteine im Gebiete der schles.-mähr. Kreideformation. Diese Mittheilungen. Neue Folge, Bd. VII.

Die dicken, achteckigen Säulen der Augite, deren Länge 2—3 Millimeter selten übersteigt, werden im Dünnschliff fleischroth und lassen einen schwachen Pleochroismus erkennen. Die weitaus grösste Zahl derselben ist zonar gebaut; einfache, besonders aber polysynthetische Zwillinge der bekannten Form sind recht häufig. Die Bestimmung der Auslöschungsschiefe zur c-Axe in Schnitten nahezu parallel der Symmetrieebene ergab als Maximalwert 40°, was auf einen geringen Gehalt von Eisen und Thonerde schliessen lässt.

Der Olivin ist im Dünnschliff wasserhell mit braunen Bändern, welche die Klüfte begleiten; sie rühren her von der Zersetzung des Magnetites, welcher den Olivin gewöhnlich umlagert.

Nur sehr spärlich findet sich Biotit in kleinen Leisten; er steht mit Augit in keinerlei Zusammenhang; ist daher von dem oben erwähnten secundären wohl zu unterscheiden. Magnetit in Octaëdern und Körnchen ist reichlich vertreten.

Der Apatit kommt in langen, bald ziemlich dicken, bald nadelförmigen, wasserhellen Krystallen vor und fehlt als Einschluss in den übrigen Mineralien ebensowenig als Magnetit.

Eine Untersuchung über die relative Genesis der Gesteinscomponenten ergab folgendes Resultat: Zuerst schied sich aus dem flüssigen Magma der Apatit aus, denn er durchdringt alle anderen Mineralien, ist aber selbst von Mineraleinschlüssen vollständig frei, enthält höchstens nur Kügelchen des globulitisch entglasten Magmas in axialer Lagerung eingeschlossen. Darauf folgte die Bildung des Magnetits; er findet sich überall als Einschluss, nur nicht im Apatit. Nachher bildete sich der Augit und die Hornblende; welches von beiden Mineralien sich früher ausbildete, lässt sich nicht entscheiden, da ihre Berührungsflächen darüber keinerlei Aufschluss geben; möglicherweise sind sie gleichzeitig entstanden. Jünger als Augit und Hornblende ist der Olivin, da er gegen beide allotriomorph abgegrenzt ist. Zuletzt erst schied sich der Feldspath aus.

Das vorliegende Gestein besteht demnach im Wesentlichen aus Augit, Hornblende, einem lamellirten und einem nicht lamellirten Feldspath; dazu kommt noch Olivin, Magnetit, Apatit und geringe Quantitäten von Biotit. Aeusserlich fällt die grosse Aehnlichkeit mit einem Teschenite sofort in die Augen, nur ist die Zersetzungsmasse des Feldspaths etwas fester als die des Teschenites

von Marklowitz, der mir zum Vergleiche vorlag. Der mikroskopische Befund zeigt die Aehnlichkeit noch deutlicher. Der Augit hat dieselbe Farbe, den Pleochroismus, die Zonarstructur, dieselbe Krystallform wie in den Tescheniten; ferner hat das Gestein, wie es auch von den Tescheniten behauptet wird, einen lamellirten und einen nicht lamellirten Feldspath, die, wie auch in den Tescheniten, einer weitgehenden Zersetzung unterworfen sind. Das Zersetzungsproduct des Feldspathes der Teschenite ist, wie Rohrbach und Andere angeben, der Analcim, welcher meistens in trüben Massen, seltener in wasserhellen Krystallen, mit dem Feldspath oft innig verwachsen auftritt. Wasserhelle Krystalle, die Analcim sein könnten, konnten allerdings nicht entdeckt werden, wohl aber die trüben Massen, die bisweilen fast vollständig isotrop erscheinen und bei einem Vergleiche mit den entsprechenden Producten des Teschenits von Marklowitz einen Unterschied kaum erkennen lassen. Ich rechne daher dieses Gestein zu den Tescheniten, wofür auch noch das häufige Vorkommen des Apatits spricht, wenn es auch ein typischer Teschenit wegen des Fehlens deutlicher Analcimkrystalle nicht genannt werden kann.

2. Gestein zwischen dem Monte forte und Porto (Insel Mayo).

An den Teschenit von der Figuiera secca schliesst sich unmittelbar an ein Gestein, das auf dem Wege vom Monte forte nach Porto sich findet. Aeusserlich dem vorigen sehr ähnlich, zeigt es einen Unterschied in der mineralogischen Zusammensetzung nur insoferne, als die Hornblende fast gänzlich fehlt. Das Gestein besteht demnach aus Feldspath und Augit, welche in fast gleichen Quantitäten die Hauptmasse bilden, während Apatit, Magnetit, Glimmer, Hornblende und Olivin nur in untergeordneter Weise sich betheiligen.

Der Feldspath erscheint auch hier in doppelter Form, als lamellirter und nicht lamellirter, ersterer findet sich nur selten und zeigt im Gegensatz zu dem des vorigen Gesteins auch schlanke Formen. Maximalwert der Auslöschungsschiefe bei 30°; er muss daher ziemlich kalkreich sein. Oft sieht er noch ziemlich frisch aus, hat aber bisweilen theilweise oder ganz sein Polarisationsvermögen verloren; häufig aber ist er, wie im vorigen Gestein, in eine trübe Masse umgewandelt.

Der nicht lamellirte Feldspath ist nur selten krystallographisch begrenzt, dann aber in einfachen Krystallen oder Karlsbader Zwillingen, meistens aber sind es nur Körner, die unregelmässig mit einander verwachsen sind. Dieser Feldspath ist es vor allem, welcher der Umwandlung in die eben erwähnte trübe Masse am meisten unterworfen ist. Die Auslöschungsschiefe ist meist sehr gering.

Die oft 1—3 Millimeter langen und oft ziemlich dicken, schwarzen Krystalle des Augits werden im Schliffe röthlich, mit einem Farbenwechsel zu gelblichen Tönen. Ausserdem kommt der Augit noch in Fetzen vor, die in der Regel viel kleiner sind als die Krystalle, selbst bis zur mikrolithischen Kleinheit herabsteigen.

Die Krystalle sind sehr häufig verzwillingt, bald einfach, aber noch häufiger polysynthetisch und zonar gebaut, Eigenschaften, die den Fetzen meistens gänzlich fehlen. Es ist eine grosse Seltenheit, den Augit frisch zu sehen; fast immer ist er am Rande und auf den Rissen in eine bräunliche, bisweilen etwas pleochroitische Substanz umgewandelt, die da, wo die Risse recht zahlreich sind, der Masse nach fast die Hälfte der ursprünglichen Augitsubstanz ausmacht. Diese braune Substanz stellt Fetzen oder Blättchen, bisweilen jedoch auch kleine Leistchen dar, die eine der Längsrichtung der Augitkrystalle stets parallel verlaufende Streifung als Ausdruck der Spaltbarkeit zeigen und in dieser Richtung auch das Maximum der Absorption besitzen, lauter Eigenschaften des Biotits. Es liegt hier also eine Biotitisirung des Augits vor, welche Erscheinung hier noch viel deutlicher ist, als im vorigen Gestein. Diese Umwandlung hat vielleicht schon vor der Verfestigung des Gesteins stattgefunden. Doelter hat nachgewiesen, dass man durch Schmelzen bei Anwesenheit von Fluoralkalien aus dem Augit Biotit erhalten kann. [1])

Daneben findet sich noch ein Biotit in etwas grösseren Leistchen, die einen Zusammenhang mit Augit nicht erkennen lassen und deshalb als vollständig umgewandelter Augit zu erklären, oder was wahrscheinlicher klingt, als primärer Biotit anzusehen sind. Sein Axenwinkel ist sehr klein. Eine Umwandlung des Augits in chloritische Masse kommt nur sporadisch und immer nur in sehr be-

[1]) Dr. C. Doelter, Ueber Glimmerbildung durch Zusammenschmelzen verschiedener Silicate mit Fluormetallen, sowie über einige weitere Silicatsynthesen. Diese Mitth. Wien 1888, X, pag. 67.

schränktem Masse vor. Die Auslöschungsschiefe ist bei 45°, also etwas grösser als die beim Augit des vorigen Gesteins.

Nur äusserst selten findet man braune Hornblende, und zwar fast nur in fetzenartigen Formen.

Sehr merkwürdig ist das Vorkommen des Olivins. Er ist mit einem dunklen Staub, wahrscheinlich Magnetitkörnchen, vollständig imprägnirt, der sich bei stärkerer Vergrösserung in kleine Körnchen und Stäbchen auflöst, die in wellig gebogenen, vielfach verschlungenen Schnüren angeordnet sind; diese entsprechen wahrscheinlich den Bewegungen des noch flüssigen Magmas, aus dem sich dieser Staub als Erstlingsproduct ausgeschieden hat. Trotzdem zeigen solche Krystalle das Axenbild mit den lebhaften Interferenzfarben des Olivins noch ganz deutlich. An der beginnenden Serpentinisirung, die auf den Rissen als grüne Ränderung sichtbar wird, ist er leicht zu erkennen.

Der Apatit ist ziemlich reichlich vertreten und ist dem der vorigen Gesteine in seiner Ausbildung sehr ähnlich. Noch häufiger erscheint der Magnetit in Körnchen von verschiedener Grösse. Er ist der gewöhnlichste Einschluss in den anderen Mineralien, selbst im Apatit, wo er axial gelagert ist.

Des Biotits wurde schon Erwähnung gethan.

Nephelin und Titanit konnte nirgends beobachtet werden. Eine Behandlung eines Schliffes mit Salzsäure führte zu keiner Bildung von Chlornatriumwürfeln, wodurch die Abwesenheit des Nephelins constatirt ist.

Aus denselben Gründen, welche für die Classification des vorigen Gesteins massgebend waren, kann man dieses Gestein den Tescheniten zurechnen und es als einen hornblendearmen Teschenit bezeichnen.

Analcim wurde freilich auch hier nicht beobachtet, was sich aber leicht erklärt aus dem Umstande, dass das Gestein keine Hohlräume besitzt, daher der Analcim in Krystallform nicht auftreten kann. Möglicherweise sind die schwach polarisirenden Feldspäthe bereits in Analcim umgewandelt.

3. Gestein von der alten Strasse von Praya.

Aeusserlich dem vorhergehenden sehr ähnlich, unterscheidet es sich nur durch das gröbere Korn und das häufigere Auftreten des

Olivins, der durch seine gelblichbraune Farbe sich von allen Gesteinscomponenten scharf abhebt. Die mikroskopische Untersuchung jedoch lehrt, dass der Unterschied noch weit grösser ist.

Der Augit stimmt mit dem der bereits besprochenen Gesteine so sehr überein, dass nichts weiter zu bemerken ist, als dass ausgebildete Krystalle selten, dagegen Körner und Fetzen viel häufiger sind. Maximum der Auslöschungsschiefe in dem oben angegebenen Sinne bei 42°. Sehr verbreitet sind unregelmässige Verwachsungen des Augits mit Hornblende und Glimmer, wobei der Augit oft vollständig zum Einschluss gelangt.

Die Durchschnitte der braunen Hornblende sind plattenförmig, ausgebuchtet und durchlöchert; selbst halb ausgebildete Krystalle gehören zu den Seltenheiten. Die Spaltbarkeit ist deutlich.

Der Biotit findet sich in Leisten und in unregelmässig begrenzten Platten, ähnlich wie die Hornblende, ist von ihr aber optisch in der Regel leicht zu unterscheiden.

Fast die Hälfte der Gesteinsmasse macht der Feldspath aus. Er ist grösstentheils lamellirt, in Säulchen, die kaum einen Millimeter an Länge erreichen und büschelförmig beisammen, oder, was noch häufiger ist, wirr durcheinander liegen; jedoch fehlen dicksäulenförmige Krystalle nicht gänzlich. Die Lamellen sind meist scharf von einander getrennt, doch sind auch gegentheilige Fälle nicht selten. Maximum der Auslöschungsschiefe 40°, also wieder Anorthit. Noch zu erwähnen wären einige Orthoklaskrystalle, die mit Plagioklas fast immer innig verwachsen sind und auch bisweilen Zonarstructur zeigen. Die Feldspäthe sind meist unzersetzt; wo eine Zersetzung stattfindet, führt sie zum selben Resultat, wie in dem vorigen Gesteine.

Der Magnetit erscheint fast immer in Formen, welche mit denen der Hornblende übereinstimmen. Sehr oft bemerkt man ihn als Einschluss in der Hornblende, der aber hier und da so gross ist, dass nur ein schmaler Rahmen von Hornblende ihn umgibt. Daraus folgt, dass der Magnetit, hier überhaupt kein primäres Mineral ist, sondern aus der Hornblende, vielleicht auch aus Glimmer entstanden ist, wobei die Umwandlung im Innern ihren Anfang nahm.

Ausserdem kommt noch ein wenig Apatit, einige Pyritkörner und Olivin in Krystall- und Körnerform vor. Letzterer ist hier und da auf den Sprüngen bereits serpentinisirt.

Der Hauptunterschied dieses Gesteins von den früheren liegt also in der Ausbildung und besseren Erhaltung des Feldspaths. Es hat grosse Aehnlichkeit mit dem von Doelter[1]) als Diabas beschriebenen Gestein aus der Nähe des Hafens von St. Vincent, das auch durch seinen hohen Alkaliengehalt an die Teschenite erinnert, weshalb Rosenbusch es auch dahin rechnet[2]), obgleich Analcim auch hier nicht aufzufinden ist.

Eine von F. Kertscher ausgeführte Analyse ergab folgendes Resultat:

SiO_2	39·64
Al_2O_3	16·98
Fe_2O_3	6·61
FeO	9·31
CaO	10·58
MgO	6·65
K_2O	3·09
Na_2O	5·95
H_2O	1·32
	100·13

II. Andere Gesteine der älteren Formation.

1. Augitsyenit vom letzten Hügel von St. Vincent.

Es ist dies ein noch fast ganz frisches, hartes, feinkörniges, dunkles Gestein, an dem man die es zusammensetzenden Minerale mit freiem Auge kaum mit Sicherheit bestimmen kann.

Unter dem Mikroskope erkennt man, dass es ungefähr zu einem Drittel aus Feldspath besteht, die zwei anderen Drittel sind Augit und Magnetit.

Die Durchschnitte des Augits sind rosa oder röthlichgrau, etwas pleochroitisch und entsprechen bald dick säulenförmigen, bald gestreckten Krystallen. Letztere sind sehr häufig strahlig gruppirt und haben dann oft das Aussehen eines vielzackigen Sternes, ganz ähnlich, wie Doelter es von einem Gestein vom Monte forte beschreibt.[3]) An den Enden sind die Krystalle grösstentheils zerbrochen;

[1]) Dr. C. Doelter, Die Capverden und ihre Producte. Graz 1882, pag. 79.

[2]) H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. Stuttgart 1887, II. Aufl., pag. 254.

[3]) Doelter, l. c. pag. 77.

deshalb sind orientirte Durchschnitte äusserst selten. Als Maximum der Auslöschungsschiefe ergab sich ungefähr 32°, was aber bei der geringen Anzahl der Messungen sehr unsicher erscheint. Zwillinge sind recht häufig, zonarem Bau begegnet man selten, hingegen trifft man Beispiele von gabeligem Ausbau ziemlich oft. Die grösseren Krystalle sind in der Regel noch ganz unzersetzt, die Fetzen und Mikrolithe, die auch hin und wieder vorkommen, sind am Rande häufig schon grünlich.

Die Räume zwischen dem Augit werden, abgesehen von einigen Olivinindividuen, vom Orthoklas ausgefüllt; er zeigt infolge dessen nur selten die ihm eigene Krystallform. Zwillinge wurden niemals beobachtet. Als Einschlüsse sind nur Magnetitkörnchen und Augitmikrolithe zu nennen. Die bei den vorher beschriebenen Gesteinen so weit verbreitete Zersetzung tritt hier nur sporadisch auf; die Veränderung des Orthoklases besteht vielmehr darin, dass die an und für sich blaugraue Polarisationsfarbe immer dunkler wird und endlich fast ganz verschwindet.

Plagioklas wurde nirgends beobachtet, ebensowenig Hornblende, Biotit und Titanit. Der gegen Feldspath idiomorph ausgebildete Olivin ist noch ganz frisch und an Einschlüssen arm.

Magnetit in Körnchen und Klümpchen ist reichlich vertreten.

Apatit ist selten.

2. Augitdiorit von St. Vincent.

Er ist ein kleinkörniges Gestein, in welchem helle und dunkle Bestandtheile in ziemlich gleichen Quantitäten vertreten sind. Die hellen sind Feldspath und Apatit, die dunklen Augit, Hornblende, Magnetit und Biotit.

Der Feldspath ist zum Theil Orthoklas, in gut ausgebildeten einfachen Krystallen oder Karlsbader Zwillingen, bisweilen in Körnern, grösstentheils aber Plagioklas in etwas kleineren, säulenförmigen Krystallen mit ziemlich vielen und schmalen Lamellen. Die Zersetzung in eine kaolinartige Masse mit Muscovitschüppchen und Calcit ist stellenweise schon ziemlich weit vorgeschritten. Das Maximum der Auslöschungsschiefe ist bei 40°; es liegt also Anorthit vor.

Besonders merkwürdig ist das Vorkommen des Apatits. Er ist stets vollkommen rein, hat bald unregelmässige Begrenzungen, bald aber bildet er auffallend grosse hexagonale Säulen mit pyramidalem Abschluss.



Der in Durchschnitten röthliche Augit zeigt sich nur in Fetzen; ebenso die braune Hornblende; Biotit ist nur selten.

Ein von Doelter beschriebenes ähnliches Gestein von St. Vincent [1]) hat einen Kieselsäuregehalt von 56·3, daher die Bezeichnung Diorit gerechtfertigt ist, womit auch der Typus übereinstimmt.

Dieser Diorit wird von einem dichten basaltischen Gestein in Form schmaler Gänge durchbrochen, welches anhangsweise hier behandelt werden soll. Man kann an ihm sehr scharf eine Grundmasse und Einsprenglinge unterscheiden. Die Grundmasse setzt sich zusammen aus winzigen, wasserhellen, blaugrau polarisirenden Körnchen und Leistchen, die theilweise dem Plagioklas angehören (an einigen kann man nämlich sehr deutlich polysynthetische Zwillingsstreifung beobachten), andere sind Nephelin, wie man chemisch constatiren kann; ferner aus braunen und graulichbraunen Fetzen und Mikrolithen und Magnetitkörnchen. Die braunen Elemente sind wahrscheinlich der Hornblende, die graulichen dem Augit zuzurechnen. Alle diese Gemengtheile sind nahezu in gleicher Grösse und gleicher Quantität vorhanden, so dass das Gestein unter dem Mikroskope ziemlich gleichmässig gekörnelt erscheint.

Als Einsprenglinge sind Augit, Plagioklas, vielleicht auch Orthoklas und einige Olivinkörner zu nennen. Wie man sieht, sind das die Minerale, welche den durchbrochenen Diorit zusammensetzen. Da sie auch in ihren Eigenschaften mit den entsprechenden Gemengtheilen des Diorits übereinstimmen, so liegt die Annahme, dass sie beim Heraufdringen des basaltischen Magmas aus dem Diorit in dasselbe hineingerissen worden seien, wohl nahe. Das Gestein muss als Nephelinbasalt bezeichnet werden.

III. Phonolithähnliche Gesteine.

1. Gestein vom Charcothale (St. Thiago). [2])

Von den vorhergehenden Gesteinen ganz verschieden ausgebildet ist ein Gestein von Charco. Man kann daran eine graubraune, fast dichte, wenig harte, etwas erdig aussehende Grundmasse unterscheiden, in der 1—3 Millimeter an Länge und häufig auch an

[1]) Dr. C. Doelter, l. c. pag. 80.

[2]) Dr. C. Doelter, l. c. pag. 76.



Breite messende Biotitkrystalle eingebettet sind, die an ihrer Oberfläche durch Verwitterung gewöhnlich schon tombackbraun geworden sind; dazu kommen noch Nadeln und Säulchen von Augit und Hornblende, deren Länge selten mehr als 1 Millimeter beträgt.

Unter dem Mikroskope löst sich die makroskopisch anscheinend homogene Grundmasse in ein Gemenge von verschiedenen Mineralen auf. Da ist vor allem eine trübe, bei auffallendem Lichte grauweisse, auf polarisirtes Licht nur schwach wirkende Masse zu nennen, die bei stärkerer Vergrösserung sich wieder in eine fast vollkommen isotrope Masse auflöst, in welcher zahlreiche winzige Körner eines blaugrau polarisirenden, farblosen Minerals enthalten sind; sie machen den Hauptbestandtheil der Grundmasse aus. Der andere Theil besteht aus Mikrolithen und Fetzen von Hornblende, Augit und Glimmer, ferner aus Säulchen oder Nadeln eines farblosen Minerals. Die Säulchen sind meist Zwillinge, ähnlich den Karlsbadern, oder gestreift. Die ersteren gehören daher wohl dem Orthoklas, die letzteren dem Plagioklas an, womit auch die Polarisationsfarben stimmen. Auch die eben erwähnten farblosen Körnchen dürften als Orthoklas zu deuten sein, da sie von Salzsäure nicht angegriffen werden.

Ausserdem tragen noch zur Bildung der Grundmasse Magnetitkörnchen und Schüppchen von Muscovit bei, die reichlich vertreten und auch ziemlich gleichmässig vertheilt sind.

Der Magnetit ist stellenweise in Eisenhydroxyd umgewandelt und gibt zur Bildung von braunen Flecken Anlass, die schon mit freiem Auge auf der Oberfläche des Gesteins bemerkbar sind.

Der Muscovit ist ein Zersetzungsproduct des Feldspaths; es gibt auch deutliche Pseudomorphosen desselben nach letzterem Minerale. Dasselbe dürfte auch von der fast isotropen Masse Geltung haben; es lässt sich dies zwar nicht mit Sicherheit erkennen, doch scheinen Verwitterungsstadien des Feldspaths darauf hinzuweisen.

Unter den Einsprenglingen ist der Augit wohl am häufigsten. Man kann aber einen grünlichen, etwas pleochroitischen, mit kleiner Auslöschungsschiefe, wahrscheinlich Akmit, und einen röthlichgrauen mit grosser Auslöschungsschiefe (43°) unterscheiden. Nicht selten finden sich Augitkrystalle, in welchen der Kern grün, die Hülle röthlichbraun ist; im allgemeinen sind die grünen Augite kleiner als die röthlichen, scheinen aber dann ein Ausscheidungs-

product zweiter Ordnung zu sein gegenüber den röthlichgrauen. Als Einschlüsse sind Magnetit, Apatit und Grundmasse zu nennen.

In etwas geringerer Quantität als Augit trifft man die Hornblende. Ihre Durchschnitte sind braun, bald mit deutlichen Spaltungsrissen, bald ohne jegliche Spur davon; regelmässige Umrisse haben nur wenige. Zwillinge fehlen nicht; Einschlüsse wie beim Augit. Die Erhaltung ist eine gute, während beim röthlichgrauen Augit auf den Sprüngen hier und da eine Chloritisirung beginnt.

Biotit findet man im Schliffe selten; einige grössere Blättchen wurden untersucht und zeigten einen ziemlich grossen Axenwinkel.

Der Apatit ist einschlussfrei, oft ideal rein. Seine hexagonalen Säulchen mit pyramidalem Abschluss erreichen manchesmal die Dicke von 0·5 Millimeter; die meisten jedoch sind viel dünner, einige auch nadelförmig. Nephelin konnte zwar nicht optisch, wohl aber chemisch durch Mikroreaction constatirt werden.

2. Gestein vom Monte Batalha auf Mayo.

Dieses Gestein ist von grünlichgrauer Farbe, sehr feinkörnig, von Calcitadern reichlich durchzogen. Mit freiem Auge kann man Glimmerblättchen und mehr oder weniger abgerundete Krystalle mit einem Durchmesser von 1—3 Millimeter bemerken, die aus weisser Substanz bestehen und von Biotit vollständig eingehüllt sind. Mit der Lupe lassen sich bisweilen ganz deutlich Ikositetraëder beobachten. Diese jetzt allerdings vollständig zersetzten Krystalle sind wahrscheinlich Granat gewesen.

Das Vorkommen des Biotits bildet die Charakteristik dieses Gesteins. Derselbe umlagert vollkommen die als Granat gedeuteten Ikositetraëder und ist merkwürdigerweise ganz frisch, während die innere Masse ganz in Calcit und andere Bildungen umgewandelt ist, namentlich in büschelförmige Aggregate von farblosen, schief auslöschenden, lebhaft polarisirenden Nadeln, die einem lichten Augit, vielleicht dem Salit, angehören dürften. Die Deutung des ursprünglichen, von Biotittafeln so regelmässig umschlossenen Minerals ist wegen der vollständigen Zersetzung sehr schwer und speciell nur der Umstand, dass Granat so häufig als Contactproduct vorkommt, ferner der, dass das Mineral ein kalkhältiges war, führt dahin, während der Leucit unwahrscheinlich ist, da dann die Zersetzungsmasse eine ganz andere wäre.



Die dichte Grundmasse, in welcher ausser den eben erwähnten Bildungen noch Biotit und Hornblende, aber nur sporadisch eingebettet sind, löst sich unter dem Mikroskope in ein Gemenge von krystallinischen Körnern auf, die theils Calcitkörnchen, theils Körnchen eines blaugrau polarisirenden, von *HCl* unangreifbaren Minerals sind; ich halte sie für Orthoklas. Fast mehr als ein Drittel der Gesammtmasse bilden Fetzen und Mikrolithe eines in eine gelblichgrüne Masse zersetzten Minerals; ein Theil davon sind Augite, wie aus den Formen noch deutlich zu erkennen ist, die andern sind Biotit.

Magnetit in Körnchen sieht man fast überall; Apatit in langen Nadeln fehlt ebenfalls nicht.

Die grösseren Krystalle des Biotits haben leistenförmige Durchschnitte und sind stark pleochroitisch; er ist fast immer noch sehr frisch; er kommt ausser als Umhüllung der als Granat gedeuteten Bildungen auch in der Grundmasse vor. Sein Axenwinkel dürfte 5—6° betragen.

Hornblende kommt in Mikrolithenform nicht, als Einsprengling nur selten vor; sie ist dunkelbraun und wenig pleochroitisch.

Zwischen den genannten Mineralen trifft man hier und da spiessförmige oder spitzkeilförmige, etwas trübe Krystalle, die wahrscheinlich Titanit sind.

Es enthält also das Gestein viel Calcit, ferner Biotit, Hornblende, Magnetit, einen gelblichgrünen, zersetzten Augit, einen noch frischen, farblosen Augit, wahrscheinlich auch Titanit und Orthoklas. Der Typus des Gesteins ist ein zweifelhafter und lässt sich mit keinem Massengestein in Uebereinstimmung bringen. Es tritt nach mündlicher Mittheilung von Prof. Doelter zwischen Phonolith und Kalkstein auf und dürfte daher nichts anderes als ein durch den Contact mit Kalkstein ganz eigenartig ausgebildeter Phonolith sein, wobei Granat als Contactproduct in reichlichem Masse zur Ausbildung gelangte; denn dass jene kugeligen, oder als Ikositetraëder gedeuteten Bildungen Granat waren, ist sehr wahrscheinlich.

Schliesslich soll noch eines Gesteins Erwähnung gethan werden, das sich auf dem Morro di Figuiera findet. Es hat ein erzartiges, körniges Aussehen und besteht aus Augit, Hornblende, Magnetit und viel Apatit. Augit und Hornblende sind innig mit einander

verwachsen. Die Hornblende hat gar keine, der Augit nur selten Krystallformen, die dann gegen Hornblende idiomorph abgegrenzt sind.

Der Augit ist schwach pleochroitisch von gelblichgrau bis röthlichgrau. Die Körner haben einen Durchmesser von 1—3 Millimeter, die Krystalle sind gewöhnlich kleiner. Die Spaltbarkeit ist selten deutlich. Zonarstructur fehlt, dagegen kommt sanduhrförmiger Aufbau, wobei der Kegel stets lichter ist, nicht gerade selten vor.

Die Hornblende ist braun, deutlich spaltbar, von Apatitkrystallen häufig durchwachsen. Zwillinge sind selten.

Augit und Hornblende, ungefähr in gleichen Mengen vertreten, bilden die Hauptmasse des Gesteins, der Apatit kaum ein Drittel des Ganzen. Er ist lang oder manchesmal auch kurz säulenförmig und erreicht hier und da auch eine beträchtliche Dicke; gewöhnlich ist er vollständig rein.

Nur in geringer Quantität, aber stets nur in grösseren Körnern, begegnet man dem Magnetit, der, wenn auch nicht gerade häufig, sich doch bisweilen an den Rändern in Eisenhydroxyd umgewandelt hat, von wo er in alle Spalten der benachbarten Minerale eingedrungen ist.

Als Einschluss in Augit und Hornblende ist nur der Apatit nennenswert. Die Entstehungsfolge dieser Minerale ist also: Apatit, Magnetit, Augit, Hornblende.

Dieses vulcanische Product ist ein Auswürfling, womit es auch mehr Aehnlichkeit hat als mit einem Massengestein. Auffallend ist der hohe Apatitgehalt und das gänzliche Fehlen des Feldspaths.

Mineralogisches Institut der Universität Graz, Juli 1889.

VIII. Die Mineralquellen Bosniens.

Von **Prof. E. Ludwig.**

(Fortsetzung.)

Die Soolwässer von Dolnj-Tuzla.

Die Stadt Dolnj-Tuzla, Station der Bahnstrecke Doboj-Siminhan, liegt 36° 20·5′ östlich von Ferro, unter 44° 32·3′ nördlicher Breite, 232 Meter über der Meeresfläche, am Jalaflusse, dessen von Osten nach Südwesten sich erstreckendes Thal in der Nähe dieser Stadt gegen drei Viertelstunden Weges breit ist, nördlich von den Ausläufern der Majevica Planina und Medvenjk Planina und südlich von dem Tuzlansko Brdo begrenzt wird. Die Thalsohle, sowie die Höhen, welche das Thal einrahmen, bestehen aus Gebilden der Tertiärformation, Sandstein, Schieferthon, Tegel. Eine halbe Stunde westwärts von der Stadt trifft man am linken Ufer der Jala eine von dem Gebirgsbach Kreka tief eingeschnittene Schlucht, in welcher ein Braunkohlenflötz dem Verflächen nach zu Tage tritt, dessen Vorkommen im Bachbette und höher hinauf an den Schluchtwänden genau untersucht werden kann. Das Flötz verflächt mit 6—10° von SO. nach NW. unter die Thalsohle und H. Rittler[1]) fand die totale Maximalmächtigkeit mit 4½ Fuss vor. Dieses Kohlenlager wird nun regelrecht bergmännisch ausgebeutet und hat besonders für die sich lebhaft entwickelnde Industrie grosse Bedeutung erlangt.

Dolnj-Tuzla hat ungefähr 8000 Einwohner, meist Mohammedaner, ist Sitz der Kreisbehörde und eines orthodoxen Bischofs; es gehört zu den wenigen Städten, welche schon seit den Uranfängen Bosniens eine hervorragende Rolle spielen. Zuerst wird es von Constantin Porphyrogenitus als „Salenes" erwähnt. Sein römischer Name war „Ad Salinas". Die Slaven nennen es noch heute „Soli" und auch „Tuz" (bedeutet türkisch Salz). In den ungarischen Urkunden des Mittelalters kommt Tuzla als „Sou", „Sow" vor, Hauptstadt des „Salzgebietes" oder „Salzbanates". Von

[1]) Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1878, pag. 375.

der Adria zum Pontus ist dies der einzige Ort, wo Salz gefunden wird und daher stammt seine alte Berühmtheit.[1])

In den Neogenschichten von Dolnj-Tuzla und Gornj-Tuzla, welche hauptsächlich aus Mergeln mit eingelagerten Tegeln und Sanden bestehen, entspringen mehrere Salzquellen, von denen die zwei wichtigsten in den beiden genannten Städten früher von den Einwohnern in primitivster Weise versotten wurden; die Quelle von Gornj-Tuzla enthielt 17 Procent Salz, jene von Dolnj-Tuzla nur 6 Procent.

In richtiger Würdigung der Wichtigkeit dieses Vorkommens betraute Se. Excellenz der Herr Reichs-Finanzminister v. Kállay im Jahre 1882 Herrn Bergrath Paul mit der näheren geologischen Untersuchung des Terrains um Tuzla. Die Ergebnisse dieser Untersuchung waren so günstig, dass Se. Excellenz die Herstellung einer Reihe von Bohrlöchern anordnete, und zwar zunächst in Gornj-Tuzla, wo die concentrirtere Soole zu Tage trat Es gelang indessen nur mit der Bohrung am alten Quellenschachte (Bohrloch Nr. 1) eine vierundzwanzigprocentige Soole zu erschliessen, während die übrigen Bohrungen nicht so günstige Resultate ergaben. Da die Soole aus dem Bohrloche Nr. 1 beim Betriebe allmählich verdünnter wurde, verfügte Se. Excellenz der Herr Minister den Aufschluss in Dolnj-Tuzla. So entstanden denn die Bohrungen Nr. 5 und Nr. 6, deren Soolen ich untersucht habe. Das Bohrloch Nr. 5 liegt mitten im Weichbilde der Stadt Dolnj-Tuzla, und zwar an derselben Stelle, an welcher die Einwohner früher die Soole zum Versieden einer Quelle entnahmen; dieses Bohrloch ist 379 Meter tief und liefert grosse Mengen einer Soole, die dermalen wegen ihrer geringen Concentration und ihres grossen Glaubersalzgehaltes nicht verwendet wird. Das Bohrloch Nr. 6 liegt nördlich von der Stadt, ist 367 Meter tief und hat vom 195. Meter an bis zur Sohle Haselgebirge durchfahren. Aus diesem Bohrloche gelangt die Soole in einer Röhrenleitung zunächst zum Bohrloche Nr. 5, von wo aus sie mittelst einer Druckpumpe in die 7 Kilometer entfernte Saline zu Siminhan bei Ueberwindung einer Höhendifferenz von 42 Metern gedrückt wird. Die Saline ist sehr zweckmässig eingerichtet und erzeugt nach dem gewöhnlichen Sud-

[1]) Vergl. Bosnien und die Herzegovina von Johann v. Asbóth. Wien 1888. Alfred Hölder.

hüttenprocesse Blanksalz, Grobsalz und Briquettes. Das fertige Salz ist schneeweiss und enthält 97·87 Procent Chlornatrium.[1])

Die für die Analyse erforderlichen Mengen der beiden Soolwässer (5 und 6) aus den Bohrlöchern Nr. 5 und 6 sind unter Aufsicht des Herrn Kreisarztes Dr. Duller geschöpft und in Flaschen gefüllt worden, welche gut verkorkt und versiegelt an mich gelangten. Die beiden Wässer sind im frisch geschöpften Zustande etwas getrübt, nach längerem ruhigen Stehen klären sie sich jedoch unter Abscheidung eines geringen, sehr feinen, hellbräunlichen Bodensatzes; sie riechen nach Schwefelwasserstoff und schmecken intensiv salzig. Der Geruch verschwindet bald, wenn das Wasser an der Luft steht. Beim Abkühlen krystallisirt aus beiden Wässern reichlich Glaubersalz aus, das sich beim gelinden Erwärmen nur sehr langsam wieder auflöst. Durch die qualitative Analyse wurden in beiden Soolwässern folgende Bestandtheile nachgewiesen: Kalium, Natrium, Lithium, Ammoniak, Calcium, Magnesium, Eisen, Aluminium, Mangan, Schwefelsäure, Borsäure, Phosphorsäure, Kieselsäure, Kohlensäure, Chlor, Brom, Jod.

II. Soole aus dem Bohrloche Nr. 5.

Die quantitative Analyse ergab nachstehende Resultate:

Das specifische Gewicht der Soole bei 18° C. bestimmt und auf destillirtes Wasser derselben Temperatur als Einheit bezogen, beträgt 1·10411.

Chlor. I. 5·5054 Gramm Wasser lieferten 1·4949 Gramm Chlorsilber und Bromsilber, nach Abzug des Bromsilbers für 10.000 Gramm Wasser 2715·099 Gramm Chlorsilber, respective 671·390 Gramm Chlor.

II. 5·5145 Gramm Wasser gaben 1·4961 Gramm Chlorsilber und Bromsilber, nach Abzug des Bromsilbers für 10.000 Gramm Wasser 2712·791 Gramm Chlorsilber, respective 670·820 Gramm Chlor.

Brom. 882·87 Gramm Wasser verbrauchten 5 Cubikcentimeter Chlorwasser (1 Cubikcentimeter Chlorwasser = 0·00176 Gramm Brom), es resultirt 0·100 Gramm Brom für 10.000 Gramm Wasser.

Schwefelsäure. I. 10·981 Gramm Wasser gaben 0·414 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 129·405 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

II. 11·0108 Gramm Wasser gaben 0·4124 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 128.601 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

Borsäure. 1103·59 Gramm Wasser gaben 0·028 Gramm Borsäure und Magnesiumoxyd und 0·0395 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·125 Gramm Borsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

[1]) Diese Angaben verdanke ich Herrn Oberbergrath Rücker.

Calcium, Magnesium. I. 275·485 Gramm Wasser gaben 0·024 Gramm Calciumoxyd und 0·0307 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·871 Gramm Calciumoxyd und 0·403 Magnesiumoxyd für 10.000 Wasser.

II. 276·125 Wasser gaben 0·0215 Gramm Calciumoxyd, entsprechend 0·779 Calciumoxyd für 10.000 Wasser.

III. 275·1693 Gramm Wasser gaben 0·0301 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·393 Gramm Magnesiumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Eisen, Aluminium. 4393·24 Gramm Wasser gaben 0·0125 Gramm Eisenoxyd und 0·002 Gramm Aluminiumoxyd, entsprechend 0·028 Gramm Eisenoxyd und 0·005 Aluminiumoxyd für 10.000 Wasser.

Lithium. 2207·18 Gramm Wasser gaben 0·0033 Gramm Chlorlithium und Chlornatrium und 0·008 Gramm Chlorsilber, entsprechend 0·0042 Chlorlithium für 10.000 Gramm Wasser.

Alkalien. 11·0729 Gramm Wasser gaben 1·4360 Gramm Chlorkalium, Chlornatrium und Chlorlithium; 5·5065 Gramm Wasser 0·0100 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 3·632 Gramm Kaliumoxyd und 686·454 Gramm Natriumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Ammoniak. 276·03 Gramm Wasser brauchten 0·785 Schwefelsäure (1 Cubikcentimeter Schwefelsäure entspricht 0·01673 Gramm Ammoniak), entsprechend 0·485 Gramm Ammoniak für 10.000 Gramm Wasser.

Controlbestimmung. 10·9386 Gramm Wasser gaben 1·7340 Gramm Sulfatrückstand, entsprechend 1585·212 Gramm für 10.000 Gramm Wasser.

12. Soole aus dem Bohrloche Nr. 6.

Bei den quantitativen Bestimmungen wurden folgende Resultate erhalten:

Das specifische Gewicht der Soole, bei 22° C. bestimmt und auf destillirtes Wasser derselben Temperatur als Einheit bezogen, beträgt 1·21121.

Chlor. 6·0038 Gramm Wasser gaben 3·6893 Gramm Chlorsilber; für 10.000 Gramm Wasser nach Abzug des Bromsilbers 6144·539 Gramm Chlorsilber entsprechend 1519·422 Gramm Chlor.

Brom 964·99 Gramm Wasser verbrauchten 9·4 Cubikcentimeter Chlorwasser (1 Cubikcentimeter = 0·00176 Gramm Brom), entsprechend 0·171 Gramm Brom für 10.000 Wasser.

Schwefelsäure. I. 12·0672 Gramm Wasser gaben 0·3575 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 101·705 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

II. 12·082 Gramm Wasser gaben 0·359 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 102·011 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

Borsäure. 1201·6 Gramm Wasser gaben 0·195 Gramm Borsäure und Magnesia und 0·2925 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·746 Gramm Borsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Magnesium. 834·79 Gramm Wasser gaben 0·0105 Gramm Kieselsäureanhydrid, 0·3822 Gramm Calciumoxyd und 0·475 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·126 Kieselsäureanhydrid, 4·578 Calciumoxyd und 2·050 Magnesiumoxyd für 10.000 Wasser.

Eisen, Aluminium, Phosphorsäure. 4828·88 Gramm Wasser gaben 0·014 Gramm Eisenoxyd, 0·0045 Gramm Aluminiumoxyd und 0·0165 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·029 Eisenoxyd, 0·009 Aluminiumoxyd und 0·022 Phosphorsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

Ammoniak. 302·8 Gramm Wasser verbrauchten 0·86 Cubikcentimeter Schwefelsäure (1 Cubikcentimeter = 0·01673 Gramm Ammoniak), entsprechend 0·475 Gramm Ammoniak für 10 000 Wasser.

Natrium.[1] I. 12·0906 Gramm Wasser gaben 3·1855 Gramm Chlornatrium, entsprechend 1397·99 Gramm Natriumoxyd für 10.000 Wasser.

II. 12·0940 Gramm Wasser gaben 3·1889 Gramm Chlornatrium, entsprechend 1399·03 Gramm Natriumoxyd für 10.000 Wasser.

Controlbestimmung. I. 12·066 Gramm Wasser gaben 3·8850 Gramm Sulfatrückstand und 6·3880 Gramm Baryumsulfat, entspr. 1402·204 Oxyde für 10.000 Wasser.

II. 12·0558 Gramm Wasser gaben 3·8850 Gramm Sulfatrückstand und 6·3910 Gr. Baryumsulfat, entsprechend 1402·561 Gramm Oxyde für 10.000 Gramm Wasser.

Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile der beiden Soolwässer von Dolnj-Tuzla Nr. 5 und Nr. 6.

	Soole Nr. 5.	Soole Nr. 6.
Chlor	671·390	1519·422
Brom	0·100	0·171
Schwefelsäureanhydrid	129·405	101·858
Kieselsäureanhydrid	—	0·126
Borsäureanhydrid	0·125	0·746
Phosphorsäureanhydrid	Spuren	0·022
Kaliumoxyd	3·632	—[2]
Natriumoxyd	685·132	1398·540
Ammoniak	0·485	0·475
Calciumoxyd	0·779	4·578
Magnesiumoxyd	0·393	2·050
Eisenoxyd	0·028	0·028
Aluminiumoxyd	0·005	0·009
Lithium, Mangan, Jod	Spuren	Spuren
Sulfatrückstand gefunden:	1585·212	
„ berechnet:	1581·756	
Summe der Oxyde gefunden:		1402·383
„ „ „ berechnet:		1405·354
Specifisches Gewicht	1·10411	1·21121

---

[1]) Bei der mit Platinchlorid versuchten Abscheidung des Kaliums wurde kein Kaliumplatinchlorid erhalten.

[2]) In dieser Soole konnte Kalium nicht nachgewiesen werden.

Saure und basische Bestandtheile zu Salzen gruppirt; Werte für 10.000 Gewichtstheile der Soolwässer:

	Soole Nr. 5.	Soole Nr. 6.
Chlornatrium	1106·450	2486·135
Chlorammonium . . .	—	1·491
Chlorcalcium	1·111	9·015
Chlormagnesium . . .	—	4·864
Bromnatrium	0·129	0·220
Schwefelsaures Natrium	224·264	180·834
Borsaures Natrium . .	0·180	1·077
Schwefelsaures Kalium .	6·716	—
Phosphorsaures Calcium	Spuren	0·048
Calciumbicarbonat . .	0·560	—
Magnesiumbicarbonat .	1·257	—
Ammoniumbicarbonat .	1·370	—
Eisenbicarbonat . . .	0·056	0·056
Aluminiumoxyd . . .	0·005	0·009
Kieselsäureanhydrid . .	—	0·126
Mangan, Lithium, Jod .	Spuren	Spuren
Summe der festen Bestandtheile	1341·479	2683·875

Die Soole 6 ist ihrer chemischen Zusammensetzung nach der Edelsoole von Reichenhall sehr ähnlich, sie unterscheidet sich von der letzteren nur durch den grösseren Gehalt an Glaubersalz und den geringeren Gehalt an Kalksalzen.

13. Die Therme von Gradačac.

Die Bezirksstadt Gradačac liegt im Kreise Dolnj-Tuzla, u. zw. 36° 5·3′ östlich von Ferro, unter 44° 52·7′ nördlicher Breite, 165 Meter über der Meeresfläche. In der Nähe von Gradačac kommt ausgesprochener Leithakalk vor; es sind daselbst wahrscheinlich sarmatische Schichten entwickelt und es findet sich auch Granit.

Die Therme entspringt in der Nähe der Stadt auf ebenem Terrain, sie hat mehrere Ausbruchstellen, von denen die drei ergiebigsten 79 Liter, 35 Liter und 31 Liter Wasser pro Minute liefern.

Das Wasser der ersten Ader wird von einem mit Holz ausgekleideten Bassin aufgenommen, über welches eine Badehütte erbaut ist. Mit dem Thermalwasser steigen an verschiedenen Stellen des Bassins reichlich Gasblasen auf.

Das Wasser der Therme ist klar, farblos, geruchlos und ohne auffallenden Geschmack.

Die qualitative Analyse ergab folgende Bestandtheile: Kalium, Natrium, Lithium, Calcium, Strontium, Baryum, Magnesium, Eisen, Aluminium, Chlor, Schwefelsäure, Phosphorsäure, Borsäure, Kohlensäure, Kieselsäure, Ameisensäure und nicht flüchtige organische Substanz.

Die Temperatur der Therme, am 29. Juli 1886 bestimmt, betrug 29·3° C. bei der gleichzeitigen Lufttemperatur von 22° C.

Das specifische Gewicht, bei 25·6° C. bestimmt und auf reines Wasser von derselben Temperatur als Einheit bezogen, beträgt 1·0011.

Kalium, Natrium. I. 944·43 Gramm Wasser gaben 0·621 Gramm Chlorkalium und Chlornatrium, ferner 0·0362 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·075 Gramm Kaliumoxyd und 3·427 Gramm Natriumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

II. 500·33 Gramm Wasser gaben 0·3278 Gramm Chlorkalium und Chlornatrium, ferner 0·0197 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·076 Gramm Kaliumoxyd und 3·413 Gramm Natriumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Magnesium. 985·87 Gramm Wasser gaben 0·0334 Gramm Kieselsäure, 0·0862 Gramm Calciumoxyd und Strontiumoxyd, 0·0434 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium, entsprechend 0·339 Gramm Kieselsäure, 0·859 Gramm Calciumoxyd, 0·158 Gramm Magnesiumoxyd für 10·000 Gramm Wasser.

Eisen, Aluminium, Phosphorsäure, Strontium. 9738·88 Gramm Wasser gaben 0·0068 Gramm Aluminiumoxyd, 0·0031 Gramm Eisenoxyd, 0·006 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium, 0·0308 salpetersaures Strontium, entsprechend 0·007 Grm. Aluminiumoxyd, 0·003 Gramm Eisenoxyd, 0·015 Gramm Strontiumoxyd und 0·004 Gramm Phosphorsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Borsäure. 4869·44 Gramm Wasser gaben 0·1755 Gramm Borsäure + Magnesiumoxyd; diese auf 50 Cubikcentimeter gelöst, davon 20 Cubikcentimeter zur Magnesiumbestimmung verwendet, wobei erhalten wurden 0·150 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium. Von Chlor war nur eine leise Spur vorhanden. Entspricht für 10.000 Gramm Wasser 0·083 Gramm Borsäureanhydrid.

Kohlensäure. I. 186·44 Gramm Wasser gaben 0·1062 Gramm Kohlensäure, entsprechend 5·696 Gramm für 10.000 Gramm Wasser.

II. 186·44 Gramm Wasser gaben 0·1082 Gramm Kohlensäure, entsprechend 5·803 Gramm für 10.000 Gramm Wasser.

Schwefelsäure. I. 903·695 Gramm Wasser gaben 0·338 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 1·283 Gramm Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

II. 924·122 Gramm Wasser gaben 0·340 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 1·266 Gramm Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Chlor. 899·81 Gramm Wasser gaben 0·0895 Chlorsilber und 0·014 Silber, entsprechend 0·480 Gramm Chlor für 10.000 Gramm Wasser.

Organische Substanz. 250·18 Gramm Wasser verbrauchten 1·51 Cubikcentimeter Chamäleon, 1 Cubikcentimeter desselben entspricht 0·93 krystallisirter Oxalsäure, demnach für 10.000 Gramm Wasser 0·056 Gramm organische Substanz.

Control-Sulfate. 501·3235 Gramm Wasser gaben, mit Schwefelsäure behandelt, 0·5506 Gramm Sulfatrückstand, entsprechend für 10.000 Gramm Wasser 10·9829 Gramm.

Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile des Wassers der Therme in Gradačac.

Schwefelsäureanhydrid	1·275
Chlor	0·480
Borsäureanhydrid	0·083
Phosphorsäureanhydrid	0·004
Kieselsäureanhydrid	0·339
Kohlensäureanhydrid	5·749
Kaliumoxyd	0·076
Natriumoxyd	3·420
Calciumoxyd	0·859
Strontiumoxyd	0·015
Magnesiumoxyd	0·158
Eisenoxyd	0·003
Aluminiumoxyd	0·007
Lithium, Baryum, Ameisensäure	Spuren
Organische Substanz	0·056
Sulfatrückstand gefunden	10·983
Sulfatrückstaud berechnet	10·913
Specifisches Gewicht	1·0011

Die sauren und basischen Bestandtheile zu Salzen gruppirt für 10.000 Gewichtstheile Wasser:

A. Die kohlensauren Salze als normale Carbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·141
Schwefelsaures Natrium	2·148
Borsaures Natrium	0·120
Chlornatrium	0·792
Kohlensaures Natrium	3·460
Phosphorsaures Calcium	0·009
Kohlensaures Calcium	1·525
Kohlensaures Strontium	0·021
Kohlensaures Magnesium	0·332
Kohlensaures Eisen	0·004
Aluminiumoxyd	0·007
Kieselsäureanhydrid	0·339
Organische Substanz	0·056
Halbgebundene Kohlensäure . . .	2·287
Freie Kohlensäure	1·175
Lithium, Baryum, Ameisensäure . .	Spuren
Summe der festen Bestandtheile . .	8·954

B. Die kohlensauren Salze als wasserfreie Bicarbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·141
Schwefelsaures Natrium	2·148
Borsaures Natrium	0·120
Chlornatrium	0·792
Natriumbicarbonat	4·895
Calciumphosphat	0·009
Calciumbicarbonat	2·196
Strontiumbicarbonat	0·027
Magnesiumbicarbonat	0·506
Eisenbicarbonat	0·006
Aluminiumoxyd	0·007
Kieselsäureanhydrid	0·339
Organische Substanz	0·056
Lithium, Baryum, Ameisensäure . .	Spuren
Freie Kohlensäure	1·175

Das der Quelle frei entströmende Gas enthält:

Kohlensäure	3·53	Procent
Sauerstoff	0·30	„
Stickstoff	96·17	„

Die Thermen von Olovo.

Olovo liegt 36° 14·3′ östlich von Ferro, unter 44° 7·5′ nördlicher Breite, 580 Meter über der Meeresfläche. Ueber die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Olovo schreibt Dr. E. Tietze[1]: „Bei Olovo erheben sich zu beiden Seiten des Thales Kalkberge. Versteinerungen konnte ich trotz ziemlich sorgfältigen Suchens in dem Kalk, der sich dicht bei Olovo befindet, nicht entdecken. Die Kalke sind stellenweise sandig-dolomitisch. Am Flussbette selbst kommen wieder grünlich-bräunlich verwitternde Sandsteine zum Vorscheine, wie sie im Flysch häufig sind. Ihrer Position nach dürften die Sandsteine in's Liegende der beiderseits sich über denselben erhebenden Kalkmassen gehören, weshalb für die letzteren ein relativ junges Alter angenommen wurde. In der Nähe der Brücke wird hier im Flussbett von Olovo manchmal nach Blei gesucht; was ich indessen von den angeblichen Bleierzen sah, waren nur Schlacken. Die letzteren zeigen oft eine grünliche Farbe und glasige Beschaffenheit. Merkwürdigerweise waren aber in dieser Masse oft sehr zahlreich ziemlich grosse Klümpchen oder erhärtete Tropfen von metallischem Blei vertheilt, welche von einer weisslichen Oxydationsrinde überzogen schienen. Doch konnte man durch Kratzen mit dem Messer das Metall zum Vorschein bringen. Das Blei dürfte in der Nähe nur verhüttet worden sein und Olovo war nur der Verschleissmittelpunkt dieser Metallwaaren. Ueber den Ort des Vorkommens der Erze wurde mir eine Auskunft seitens der türkischen Bewohner Olovo's nicht zu Theil. Ich vermuthe, dass in den triadischen Kalkgebirgen der Žiwnica und Čemerna, welche zu dem Varešer Zuge gehören, jene Erze gewonnen wurden. Wenigstens erfuhr ich von dem Vorkommen von Bleierzen daselbst."

Die Thermen von Olovo entspringen nahe dem Ufer des bereits erwähnten Flusses; das Thermalwasser kommt an sechs benachbarten

[1]) l. c. pag. 162.

Stellen aus Felsspalten hervor, einige von diesen Quellen setzen in der heissen Jahreszeit aus. Eine Quelle wird von einem kleinen Bassin aufgenommen und von hier aus das Wasser in ein Badehäuschen geleitet (Badhausquelle); eine zweite Quelle von einem sehr primitiven Bassin aufgenommen, das sich im Freien befindet; diese wird von Frauen zum Baden verwendet und Frauenbad genannt.

14. Therme von Olovo (Badhausquelle).

Die Temperatur der Quelle betrug am 20. Aug. 1887 31·5° C. bei einer gleichzeitigen Lufttemperatur von 23° C.

Das frisch geschöpfte Wasser ist klar, farblos, geruchlos und von fadem Geschmacke; bei längerem Stehen bildet sich ein geringer, weisser, aus Carbonaten der alkalischen Erden bestehender Bodensatz.

Das specifische Gewicht des Wassers bei 22° C. bestimmt und auf reines Wasser derselben Temperatur als Einheit bezogen, beträgt 1·001.

Der qualitativen Analyse zufolge befinden sich in dem Wasser folgende Bestandtheile: Kalium, Natrium, Calcium, Strontium, Magnesium, Eisen, Aluminium, Chlor, Schwefelsäure, Phosphorsäure, Kohlensäure, Kieselsäure und organische Substanzen. Strontium, Eisen, Aluminium, Phosphorsäure sind nur spurenweise vorhanden und konnten deshalb nur qualitativ nachgewiesen werden.

Kalium, Natrium. 961·11 Gramm Wasser gaben 0·0165 Gramm Chloride und 0·0085 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·017 Kaliumoxyd und 0·077 Natriumoxyd für 10.000 Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Magnesium. 722.39 Gramm Wasser gaben 0·0105 Gramm Kieselsäureanhydrid, 0·078 Gramm Calciumoxyd und 0·0595 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·145 Kieselsäureanhydrid, 1·080 Calciumoxyd und 0·296 Magnesiumoxyd für 10.000 Wasser.

Chlor. 671·02 Gramm Wasser gaben 0·0055 Gramm Silber, entsprechend 0·027 Chlor für 10.000 Wasser.

Schwefelsäure. 655·72 Gramm Wasser gaben 0·0072 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 0·038 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

Kohlensäure. 186·329 Gramm Wasser gaben 0·0465 Gramm Kohlensäure, entsprechend 2·496 Kohlensäre für 10.000 Wasser.

Organische Substanz. 250·2 Gramm Wasser verbrauchten 0·33 Chamäleon (1 Cubikcentimeter entspricht 0·000938 Gramm krystallisirte Oxalsäure), entsprechend 0·013 Gramm organische Substanz für 10.000 Wasser.

Controlbestimmung. 932·83 Gramm Wasser gaben 0·3458 Gramm Sulfatrückstand, entsprechend 3·707 für 10.000 Wasser.

Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile des Wassers der Therme von Olovo (Badhausquelle).

Schwefelsäureanhydrid	0·038
Chlor	0·027
Kieselsäureanhydrid	0·145
Gesammt-Kohlensäure	2·496
Kaliumoxyd	0·017
Natriumoxyd	0·077
Calciumoxyd	1·080
Magnesiumoxyd	0·296
Strontium, Eisen, Aluminium, Phosphorsäure	Spuren
Organische Substanz	0·013
Sulfatrückstand gefunden	3·707
Sulfatrückstand berechnet	3·719
Specifisches Gewicht	1·001

Die sauren und basischen Bestandtheile zu Salzen gruppirt für 10.000 Gramm Wasser:

A. Die kohlensauren Salze als normale Carbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·031
Schwefelsaures Natrium	0·043
Chlornatrium	0·045
Kohlensaures Natrium	0·058
„ Calcium	1·929
„ Magnesium	0·622
Kieselsäure	0·145
Strontium, Eisen, Aluminium, Phosphorsäure	Spuren
Organische Substanz	0·013
Kohlensäure, halb gebunden	1·199
Kohlensäure, frei	0·098
Summe der festen Bestandtheile	2·886

B. Die kohlensauren Salze als wasserfreie Bicarbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·031
Schwefelsaures Natrium	0·043
Chlornatrium	0·045
Natriumbicarbonat	0.082
Calciumbicarbonat	2·778
Magnesiumbicarbonat	0·948
Kieselsäure	0·145
Strontium, Eisen / Aluminium, Phosphorsäure }	Spuren
Organische Substanz	0·013
Kohlensäure, frei	0·098

15. Therme von Olovo (Frauenbad).

Die Temperatur der Quelle betrug am 20. August 1887 34° C. bei einer gleichzeitigen Lufttemperatur von 23° C.

Die physikalischen Eigenschaften und die qualitative chemische Zusammensetzung des Wassers dieser Quelle gleichen denen des Wassers der Badhausquelle.

Das specifische Gewicht des Wassers, bei 20° C. bestimmt und auf destillirtes Wasser derselben Temperatur als Einheit bezogen, beträgt 1·00058.

Kalium. Natrium. 687·96 Gramm Wasser gaben 0·012 Gramm Chloride und 0·0077 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·022 Kaliumoxyd und 0·074 Natriumoxyd für 10.000 Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Magnesium. 673·81 Gramm Wasser gaben 0·0086 Gramm Kieselsäureanhydrid, 0·0714 Gramm Calciumoxyd und 0·0537 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·128 Kieselsäureanhydrid, 1·060 Calciumoxyd und 0·286 Magnesiumoxyd für 10.000 Wasser.

Chlor. 977·63 Gramm Wasser gaben 0·006 Gramm Silber, entsprechend 0·020 Gramm Chlor für 10.000 Gramm Wasser.

Schwefelsäure. 580·67 Gramm Wasser gaben 0·0051 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 0·031 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

Gesammt-Kohlensäure. I. 186·142 Gramm Wasser gaben 0·0532 Gramm Kohlensäureanhydrid, entsprechend 2·858 Gramm Kohlensäure für 10.000 Wasser.

II. 186·142 Gramm Wasser gaben 0·051 Gramm Kohlensäure, entsprechend 2·740 Gramm Kohlensäure für 10.000 Wasser.

Organische Substanz. 250·2 Gramm Wasser verbrauchten 0·85 Cubikcentimeter Chamäleon (1 Cubikcentimeter = 0·000938 Gramm krystallisirte Oxalsäure), entsprechend 0·032 Gramm organische Substanz (Oxalsäure) für 10.000 Wasser.

Controlbestimmung. 980·21 Gramm Wasser gaben 0·3721 Gramm Sulfatrückstand, entsprechend 3·796 Gramm für 10.000 Gramm Wasser.

Mittelwerte des Wassers der Therme Olovo im Freien (Frauenbad) für 10.000 Gewichtstheile Wasser.

Chlor	0·020
Schwefelsäureanhydrid	0·031
Kieselsäureanhydrid	0·128
Gesammt-Kohlensäure	2·799
Kaliumoxyd	0·022
Natriumoxyd	0·074
Calciumoxyd	1·060
Magnesiumoxyd	0·286
Strontium, Eisen, Aluminium, Phosphorsäure	Spuren
Organische Substanz	0·032
Sulfatrückstand gefunden	3·796
„ berechnet	3·771
Specifisches Gewicht	1·00058

Die sauren und basischen Bestandtheile zu Salzen gruppirt; Werte für 10.000 Gewichtstheile Wasser:

A. Die kohlensauren Salze als normale Carbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·041
Schwefelsaures Natrium	0·021
Chlornatrium	0·033
Kohlensaures Natrium	0·081
Kohlensaures Calcium	1·893
Kohlensaures Magnesium	0·601
Kieselsäureanhydrid	0·128
Strontium, Aluminium, Eisen, Phosphorsäure	Spuren
Organische Substanz	0·032
Kohlensäure, halbgebunden	1·182
„ frei	0·435
Summe der festen Bestandtheile	2·830

B. Die kohlensauren Salze als wasserfreie Bicarbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·041
Schwefelsaures Natrium	0·021
Chlornatrium	0·033
Natriumbicarbonat	0·115
Calciumbicarbonat	2·726
Magnesiumbicarbonat	0·916
Kieselsäureanhydrid	0·128
Strontium, Aluminium Eisen, Phosphorsäure	Spuren
Organische Substanz	0·032
Freie Kohlensäure	0·435

In dem Frauenbad-Bassin steigen ziemlich häufig Gasblasen auf; die Analyse derselben ergab folgende Zusammensetzung:

Kohlensäure	10·94	Procent
Sauerstoff	4·24	„
Stickstoff	84·82	„

Die Thermen von Olovo gehören zu den indifferenten Thermen, sie sind arm an festen Bestandtheilen und an Kohlensäure.

Die arsenhaltigen Vitriolquellen von Srebrenica.[1])

Im äussersten Osten von Bosnien, in der Nähe der serbischen Grenze, liegt die Bezirksstadt Srebrenica, 36° 57·8′ östlich von Ferro, unter 44° 6·2′ nördlicher Breite, 366 Meter über der Meeresfläche. In der Umgebung dieser Stadt besteht ein ausgedehntes, merkwürdiges Quellengebiet, das zahlreiche arsenhaltige Vitriolquellen enthält.

Die Stadt Srebrenica, welche jüngst durch diese Mineralquellen und mehr noch durch die Wiederaufnahme des Bergbaues eine gewisse Bedeutung erlangt hat, spielte schon zur Zeit der

[1]) Ich verdanke Herrn Oberbergrath Rücker und Herrn Bergmeister Pogatschnig viele Mittheilungen über Srebrenica, welche in diesem Aufsatze verwertet sind.

Römer und dann im Mittelalter eine hervorragende Rolle.[1]) Wahrscheinlich ist das heutige Srebrenica das „Argentaria" der Römer. Der Gewerkschaft „Bosnia", welche im Sommer 1881 Srebrenica in den Bereich ihrer Thätigkeit einbezog, verdankt die Geschichte des Bergbaues bei Srebrenica wichtige Funde; es wurden bei den angestellten Nachforschungen nicht nur mittelalterliche, sondern auch vielfach römische Spuren aufgedeckt; so fand man Bergmannswerkzeuge, Lampen, römische Grabsteine. Einer dieser Grabsteine, dessen Inschrift gut erhalten ist, liefert den Beweis, dass hier der Sitz des *„Procurator metallorum"* war, eines der höchsten römischen Finanzbergbeamten, dessen Amtswirksamkeit sich auf die gesammten Bergwerke von Dalmatien und Pannonien erstreckte und über das heutige Dalmatien, Bosnien, einen Theil von Steiermark und Krain, dann bis an die Theiss und den Wienerwald reichte. Mit dem Untergange des weströmischen Reiches und der Römercultur auf der illyrischen Halbinsel ging auch der bosnische Bergbau ein.

Nach Jireček wurde der Bergbau in den Silbergruben von Srebrenica im Mittelalter wieder aufgenommen; Srebrenica war im späteren Mittelalter die grösste Berg- und Handelsstadt des ganzen Gebietes zwischen der Save und der Adria; es wird zum ersten Male im Jahre 1376 wieder genannt, zu welcher Zeit es bereits ein belebter Handelsplatz war und eine bedeutende ragusanische Ansiedlung besass. Die Bergwerke daselbst lieferten das weisse Silber (Bjelo srebro), welches in der Münze des benachbarten Ortes Gradina, die seit 1417 bestand, verprägt wurde. Mit der Eroberung Bosniens durch die Türken brach für den bosnischen Bergbau eine schlimme Zeit herein, am Ende des 16. Jahrhunderts hörte er vollständig auf. Die von den Ragusanern in's Land gerufenen sächsischen Bergleute scheinen eben zu der Zeit an der Grenze der Möglichkeit des Bergbaubetriebes angelangt zu sein, welche durch die damaligen beschränkten Hilfsmittel gesteckt war; sie vermochten nicht die Grubenwässer zu bewältigen, kannten das Sprengpulver nicht und wurden von den Türken arg bedrückt.

---

[1]) Vergl. Bosnien und die Herzegowina von J. von Asbóth, Wien 1888. A. Hölder. Ferner Beitrag zur Kenntnis der Erzlagerstätten Bosniens von B. Walter, Serajevo 1887, endlich Jireček, Die Handelsstrassen und Bergwerke in Bosnien und Serbien. Prag 1879.

Die Abbaue der Alten bei Srebrenica haben bei einer Längenerstreckung der einzelnen Gänge bis zu 5000 Meter und einer Mächtigkeit bis zu 10 Meter, von der Tagdecke aus eine Teufe bis zu 250 Meter erreicht. Dadurch wurden sehr weitläufige Räume geschaffen, welche sich allmählich mit dem nachrollenden Gestein ausgefüllt haben und das sind günstige Bedingungen für den Verwitterungsprocess, dessen Producte das Materiale für die dortigen Quellen abgeben.

Das Gestein, welches die Erzgänge von Srebrenica führt, ist Quarzpropylit; dasselbe erstreckt sich von SO. nach NW. in einer Länge von 14 Kilometer und in einer Breite von 9 Kilometer. Nach NW. entsendet das Massiv mehrere Zungen von Tuffen, deren bedeutendste eine Länge von 10 Kilometer und eine anfängliche Breite von 3 Kilometer besitzt. Im SO. wird das Massiv rechtwinkelig gegen seine Hauptrichtung und gegen die Streichrichtung des umlagernden Schiefers ziemlich geradlinig abgeschnitten, während sich dasselbe nach NW. in Arme auflöst. Das Massiv wird im Norden und Osten umrändert und mantelförmig umlagert von krystallinischen Schiefern; die Süwestseite wird jedoch von Werfener Schiefern und an einem Punkte von Kalken (Trias) begrenzt.

In diesem Gebiete vollzieht sich ununterbrochen ein Verwitterungsprocess in grossartigem Maassstabe, dem die im Gestein eingesprengten Kiese, sowie das Material der Erzgänge, welche das Eruptivgestein durchfurchen, unterliegen. Aus dem Pyrit wird Eisensulfat und Schwefelsäure, welche letztere zersetzend auf das Gestein einwirkt, von dem im letzten Stadium der Zersetzung eine weisse, kaolinartige Masse zu finden ist. Damit ist der Gehalt der Srebrenicaer Quellen an Eisenvitriol, freier Schwefelsäure und den Sulfaten der Basen, welche im Gestein vorkommen, erklärt; der Arsengehalt rührt nicht von dem im Gestein eingesprengten Pyrit her, denn dieser enthält, wie ich mich durch eine besondere Untersuchung überzeugte, nur eine minimale Arsenmenge; man findet aber in den Erzgängen und auf den alten Halden in der Gegend von Srebrenica auch häufig arsenhaltige Minerale, wie Arsenkies, Fahlerz. Ausser diesen kommen dort neben sehr viel silberhaltigem Bleiglanz, Blende, Bournonit, Boulangerit und Berthierit vor.

Von der Grossartigkeit des geschilderten Verwitterungsprocesses und der Ergiebigkeit der Srebrenicaer Mineralquellen geben die

mächtigen Ockerlager Zeugnis, welche sich offenbar in einem grossen Zeitraume in der Richtung jedes Quellenlaufes gebildet haben. Man schätzt die Ockermassen dieser Lager, welche stellenweise eine Mächtigkeit von mehreren Metern besitzen und die ganze Breite eines engen Thales einnehmen, auf 20 Millionen Kilogramm; die Regierung hat zur Aufarbeitung derselben eine Fabrik errichtet, welche bereits im Betriebe ist.

Für die Untersuchung habe ich von den Srebrenicaer Quellen zunächst drei ausgewählt, welche von der dortigen Bevölkerung wie folgt benannt werden: Črni Guber, Mala Kiselica, Velika Kiselica. Die Wässer dieser drei Quellen sind, frisch geschöpft, krystallklar, farblos und geruchlos und besitzen intensiven Eisengeschmack; sie reagiren sauer und werden auf Zusatz von gelbem Blutlaugensalz rein weiss getrübt, bei Zutritt der Luft wird die Flüssigkeit bald bläulich und es scheidet sich endlich ein dunkelblauer Niederschlag ab. Die qualitative Analyse ergab für die drei Wässer dieselben Bestandtheile, und zwar: Kalium, Natrium, Lithium, Calcium, Magnesium, Eisen, Aluminium, Mangan, Zink, Kupfer, Arsen, Chlor, Schwefelsäure, Kieselsäure, Phosphorsäure und organische Substanzen. In dem Ocker, der sich, wie bereits erwähnt, in der Nähe der Quellen reichlich vorfindet, konnte bei Verarbeitung von einigen hundert Gramm noch eine sehr geringe Menge von Antimon und eine eben noch erkennbare Spur von Blei nachgewiesen werden; andere als die aufgezählten Bestandtheile waren darin nicht zu finden.

16. Die Quelle Črni Guber.

Diese ist die dritte Mineralquelle, welche man beim Aufsteigen in dem engen Thal der Červena Rjeka antrifft, sie entspringt auf einem mit Ocker überkleideten Kegel von 30 Meter Höhe, der die enge Thalschlucht so abschliesst, dass eben noch Platz bleibt für den Bach (Červena Rjeka) und auf dessen linkem Ufer für den schmalen Reitweg. In einer Menge von 300 Liter pro Minute überströmt das Wasser dieser Quelle den mächtigen Kegel und gewährt, zumal bei günstiger Beleuchtung, einen imposanten Anblick. Die Temperatur der Quelle betrug am 17. August 1887 13° C., die Lufttemperatur zur selben Zeit 25° C.

Das specifische Gewicht des Wassers, bei 22° C. bestimmt und auf reines Wasser von derselben Temperatur bezogen, ist 1·0012.

Die quantitativen Bestimmungen ergaben folgende Resultate:

Schwefelsäure. I. 934·12 Gramm Wasser gaben 1·1023 Gramm schwefelsaures Baryum, entsprechend 4·051 Gramm Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

II. 973·29 Gramm Wasser gaben 1·1535 Gramm schwefelsaures Baryum, entsprechend 4·069 Gramm Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Chlor. 1004·22 Gramm Wasser gaben 0·0029 Gramm Silber, entsprechend 0·010 Gramm Chlor für 10.000 Gramm Wasser.

Arsen. I. 10042·32 Gramm Wasser ergaben 0·1114 Gramm arsensaure Ammon-Magnesia, entsprechend 0·0607 Gramm Arsentrioxyd für 10.000 Gramm Wasser.

II. 5455·2 Gramm Wasser gaben 0·0615 Gramm arsensaure Ammon-Magnesia, entsprechend 0·0616 Gramm Arsentrioxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Kieselsäure, Phosphorsäure, Eisen, Aluminium, Calcium, Magnesium. I. 942·25 Gramm Wasser gaben 0·0609 Gramm Kieselsäure, 0·1832 Gramm Eisenoxyd, 0·0085 Gramm Calciumoxyd, 0·0203 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend für 10.000 Gramm Wasser: 0·646 Gramm Kieselsäure, 1·944 Gramm Eisenoxyd, 0·090 Gramm Calciumoxyd, 0·077 Gramm Magnesiumoxyd.

II. 931·205 Gramm Wasser gaben 0·0604 Gramm Kieselsäure, 0·1848 Gramm Eisenoxyd, 0·018 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend für 10.000 Gramm Wasser 0·694 Gramm Kieselsäure, 1·985 Gramm Eisenoxyd, 0·069 Gramm Magnesiumoxyd.

III. 980·683 Gramm Wasser gaben 0·0669 Gramm Aluminiumoxyd, entsprechend 0·682 für 10.000 Wasser.

IV. 9187·84 Gramm Wasser gaben 0·0815 Gramm Calciumoxyd, entsprechend 0·089 für 10.000 Wasser und 0·0108 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·007 Phosphorpentoxyd für 10.000 Wasser.

Zink, Mangan. 10042·32 Gramm Wasser lieferten 0·004 Gramm Manganoxyduloxyd und 0·0388 Gramm Zinkoxyd, entsprechend für 10.000 Wasser 0·004 Manganoxydul und 0·039 Zinkoxyd.

Kalium, Natrium. 950·513 Gramm Wasser gaben 0·0181 Gramm Chloride und 0·0442 Kaliumplatinchlorid, entsprechend für 10.000 Wasser 0·090 Kaliumoxyd und 0·025 Natriumoxyd.

Organische Substanz. 250·3 Gramm Wasser verbrauchten 2 Cubikcentimeter Chamäleon (1 Cubikcentimeter = 0·00093 Gramm krystallisirte Oxalsäure), entsprechend 0·074 organische Substanz für 10.000 Wasser.

Controlbestimmung. 710·108 Gramm Wasser gaben 0·5590 Gramm Sulfatrückstand und 0·8763 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 3·622 Oxyde für 10.000 Wasser.

Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile des arsenhaltigen Eisenwassers der Quelle Črni Guber.

Schwefelsäureanhydrid	4·060
Chlor	0·010
Kieselsäure	0·648
Arsenigsäureanhydrid	0·061
Phosphorsäureanhydrid	0·007
Kaliumoxyd	0·090
Natriumoxyd	0·025
Calciumoxyd	0·089
Magnesiumoxyd	0·073
Eisenoxyd	1·965
Manganoxydul	0·004
Zinkoxyd	0·039
Aluminiumoxyd	0·682
Lithium, Kupfer	Spuren
Organische Substanz	0·074
Summe der Oxyde gefunden	3·622
Summe der Oxyde berechnet	3·608
Specifisches Gewicht	1·0012

Die sauren und basischen Bestandtheile zu Salzen gruppirt für 10.000 Gramm Wasser.

Schwefelsaures Kalium	0·166
Schwefelsaures Natrium	0·037
Chlornatrium	0·017
Schwefelsaures Calcium	0·209
Schwefelsaures Magnesium	0·219
Schwefelsaures Eisenoxydul	3·734
Schwefelsaures Mangan	0·009
Schwefelsaures Zink	0·078
Schwefelsaures Aluminium	2·277
Phosphorsaures Calcium	0·010
Arsenigsäureanhydrid	0·061
Kieselsäure	0·648
Lithium, Kupfer	Spuren
Organische Substanz	0·074
Freie Schwefelsäure	0·093
Summe der festen Bestandtheile	7·539

17. Die Quelle Mala Kiselica.

Etwa 500 Meter von Srebrenica entspringt in dem circa 18 Meter breiten Thale Mala Kiselica die Mineralquelle gleichen Namens. Das Wasser derselben wird von einem nahezu kreisrunden, von Ocker begrenzten Becken aufgenommen, dessen Durchmesser ungefähr 2 Meter beträgt. Vom Grunde desselben steigen ziemlich häufig Gasblasen auf. Die Ergiebigkeit dieser Quelle ist 180 Liter pro Minute. Die Quellentemperatur betrug am 16. August 1887 14·5° C., die gleichzeitige Lufttemperatur 18° C.

Das specifische Gewicht bei 21·2° C. bestimmt, beträgt 1·001, bezogen auf reines Wasser von derselben Temperatur als Einheit.

Schwefelsäure. I. 1016·34 Gramm Wasser gaben 1·1199 Gramm Baryumsulfat entspr. 3·784 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

II. 997·86 Gramm Wasser gaben 1.1085 Gramm Baryumsulfat, entspr. 3·815 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

Chlor. 999·61 Gramm Wasser gaben 0·0035 Gramm Silber, entspr. 0·012 Chlor für 10.000 Wasser.

Arsen. 9733·96 Gramm Wasser gaben 0·054 Gramm arsensaures Magnesium-Ammonium, entspr 0·030 Arsentrioxyd für 10·000 Wasser.

Kieselsäure, Eisen, Aluminium, Calcium, Magnesium. I. 996·89 Gramm Wasser gaben 0·0415 Gramm Kieselsäure, 0·1678 Eisenoxyd, 0·0437 Aluminiumoxyd, entspr. für 10.000 Wasser 0·416 Kieselsäure, 1·683 Eisenoxyd, 0·438 Aluminiumoxyd.

II. 959·353 Gramm Wasser gaben 0·0396 Gramm Kieselsäure, 0·1635 Gramm Eisenoxyd, 0·0355 Calciumoxyd, 0·0478 Magnesiumpyrophosphat, entspr. für 10.000 Wasser 0·413 Kieselsäure, 1·704 Eisenoxyd, 0·370 Calciumoxyd, 0·179 Magnesiumoxyd.

III. 1336·47 Gramm Wasser gaben 0·060 Gramm Aluminiumoxyd entspr. 0·449 für 10.000 Wasser.

Phosphorsäure, Mangan, Zink. 9733·96 Gramm Wasser gaben 0·0263 Gramm Magnesiumpyrophosphat, 0·0386 Gramm Manganoxyduloxyd, 0·019 Gramm Zinkoxyd, entspr. für 10.000 Wasser 0·017 Phosphorpentoxyd, 0·037 Manganoxydul, 0·020 Zinkoxyd.

Kalium, Natrium. 1444·78 Gramm Wasser gaben 0·022 Gramm Chloride und 0·0376 Gramm Kaliumplatinchlorid, entspr. für 10.000 Wasser 0·051 Kaliumoxyd und 0·039 Natriumoxyd.

Organische Substanz. 250·2 Gramm Wasser verbrauchten 1·4 Cubikcentimeter Chamäleon (1 Cubikcentimeter = 0·000938 Gramm kryst. Oxalsäure) entspr. 0·054 organische Substanz für 10.000 Wasser.

Controlbestimmung. 965·2 Gramm Wasser gaben 0·7006 Gramm Sulfatrückstand und 1·1243 Gramm Baryumsulfat entspr. 3·260 Gramm Oxyde für 10.000 Gramm Wasser.

Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile des Wassers der Quelle Mala Kiselica.

Schwefelsäureanhydrid	3·800
Chlor	0·012
Kieselsäureanhydrid	0·415
Phosphorsäureanhydrid	0·017
Arsentrioxyd	0·030
Kaliumoxyd	0·051
Natriumoxyd	0·039
Calciumoxyd	0·370
Magnesiumoxyd	0·179
Eisenoxyd	1·694
Aluminiumoxyd	0·444
Manganoxydul	0·036
Zinkoxyd	0·019
Lithium, Kupfer	Spuren
Organische Substanz	0·054
Summe der Oxyde, gefunden	3·260
Summe der Oxyde, berechnet	3·264
Specifisches Gewicht	1·001

Säuren und Basen zu Salzen gruppirt für 10.000 Gewichtstheile Wasser.

Chlornatrium	0·020
Schwefelsaures Kalium	0·094
„ Natrium	0·064
„ Calcium	0·899
„ Magnesium	0·537
„ Eisenoxydul	3·219
„ Mangan	0·077
„ Zink	0·038
„ Aluminium	1·482
Freie Schwefelsäure	0·042
Calciumphosphat	0·028
Arsenigsäureanhydrid	0·030
Kieselsäureanhydrid	0·415
Lithium, Kupfer	Spuren
Organische Substanz	0·054
Summe der festen Bestandtheile	6·957

Die der Quelle frei entströmenden Gase bestehen aus:

Kohlensäure	3·139	Vol. Procent
Stickstoff	96·861	„ „

18. Die Quelle Velika Kiselica.

In dem Thale Velika Kiselica entspringt die Mineralquelle gleichen Namens, ungefähr 1 Kilometer von der neuen griechischen Kirche in Srebrenica entfernt. Die Quelle fällt durch ihre Mächtigkeit vor den anderen in demselben Thale entspringenden Quellen auf. Ein grosser, abgestutzter Ockerkegel, dessen Basis 25 Meter, dessen obere Fläche 10 Meter breit ist und dessen Höhe 6 Meter beträgt, hat sich aus dem Sinter dieser Quelle allmählich aufgebaut und nimmt oben in einer muldenförmigen Vertiefung das Wasser auf, dessen Menge pro Minute 60 Liter beträgt. Auch in dieser Quelle steigen, wenn auch selten, Gasblasen auf. Am 17. August 1887 bestimmte ich die Quellentemperatur; sie betrug 13° C., die Temperatur der Luft zur selben Zeit 28° C.

Das specifische Gewicht bei 22° C. bestimmt, beträgt 1·0009 auf reines Wasser derselben Temperatur als Einheit bezogen.

Schwefelsäure. I. 922·295 Gramm Wasser gaben 0·6000 Gramm Baryumsulfat, entspr. 2·234 Schwefeltrioxyd für 10.000 Wasser.

II. 1036·29 Gramm Wasser gaben 0·6808 Gramm Baryumsulfat entspr. 2·256 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

Chlor. 997·86 Gramm Wasser gaben 0·0034 Gramm Silber, entspr. 0·011 Chlor für 10.000 Wasser.

Arsen. 8221·49 Gramm Wasser gaben 0·017 Gramm arsensaures Magnesium-Ammonium, entspr. 0·011 Gramm Arsentrioxyd für 10.000 Wasser.

Kieselsäure, Eisen, Calcium, Magnesium, Aluminium. I. 983·44 Gramm Wasser gaben 0·0319 Gramm Kieselsäure, 0·0382 Gramm Calciumoxyd, 0·050 Gramm Magnesiumpyrophosphat, 0·0895 Gramm Eisenoxyd, entspr. für 10.000 Wasser 0·324 Kieselsäure, 0·388 Calciumoxyd, 0·183 Magnesiumoxyd, 0·910 Eisenoxyd.

II. 959·41 Gramm Wasser gaben 0·0305 Gramm Kieselsäure, 0·0385 Gramm Calciumoxyd, 0·0488 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia, 0·0855 Gramm Eisenoxyd, 0·011 Gramm Aluminiumoxyd, entspr. für 10.000 Wasser, 0·318 Kieselsäure, 0·401 Calciumoxyd, 0·183 Magnesiumoxyd, 0·891 Eisenoxyd, 0·115 Aluminiumoxyd.

Kalium, Natrium. 1001·99 Gramm Wasser gaben 0·0147 Gramm Chloride und 0·0159 Kaliumplatinchlorid, entspr. für 10.000 Wasser 0·030 Kaliumoxyd und 0·053 Natriumoxyd.

Organische Substanz. 250·2 Gramm Wasser verbrauchten 1·5 Cubikcentimeter Chamäleon (1 Cubikcentimeter Chamäleon = 0·000938 Gramm kryst. Oxalsäure) entspr. 0·057 Gramm organische Substanz für 10.000 Wasser.

Controlbestimmung. 966·85 Gramm Wasser gaben 0·4225 Gramm Sulfatrückstand und 0·6448 Gramm Baryumsulfat, entspr. 2·080 Oxyde für 10.000 Wasser.

Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile des Wassers der Quelle Velika Kiselica.

Schwefelsäureanhydrid	2·245
Chlor	0·011
Kieselsäureanhydrid	0·321
Arsenigsäureanhydrid	0·011
Kaliumoxyd	0·030
Natriumoxyd	0·053
Calciumoxyd	0·395
Magnesiumoxyd	0·183
Eisenoxyd	0·901
Aluminiumoxyd	0·115
Phosphorsäure, Mangan, Zink, Lithium, Kupfer	Spuren
Organische Substanz	0·057
Summe der Oxyde, gefunden	2·080
„ „ „ berechnet	2·009
Specifisches Gewicht	1·0009

Die sauren und basischen Bestandtheile zu Salzen gruppirt, Werte für 10.000 Gewichtstheile Wasser.

Chlornatrium	0·018
Schwefelsaures Kalium	0·055
„ Natrium	0·101
„ Calcium	0·960
„ Magnesium	0·549
„ Eisenoxydul	1·712
„ Aluminium	0·384
Freie Schwefelsäure	0·063
Arsenigsäureanhydrid	0·011
Kieselsäureanhydrid	0·321
Lithium, Kupfer, Zink, Mangan, Phosphorsäure	Spuren
Organische Substanz	0·057
Summe der festen Bestandtheile	4·168

Die der Quelle frei entströmenden Gase bestehen aus:

Kohlensäure	3·312 Vol. Procent
Stickstoff	96·688 „ „

Nach dem Ergebnis der chemischen Analyse gehören demnach die Mineralquellen von Srebrenica zu den arsenhaltigen Vitriolquellen und reihen sich den Quellen von Levico in Südtirol an. Bemerkenswert ist, dass die drei analysirten Quellen von Srebrenica viel weniger Eisenvitriol enthalten als die Quellen von Levico, und dass die Srebrenicaer Quellen alle arsenhaltig sind, während in Levico nur eine Quelle Arsen enthält, während die andere frei davon ist.

19. Die Schwefelquelle „Raso" bei Priboj.

In dem grossen, Braunkohle führenden Neogenbecken, welches sich am nördlichen Abhange der Majevica von Ost nach West gegen die slavonische Ebene hin erstreckt, liegt am Janjaflusse, und zwar 36° 35·9′ östlich von Ferro, unter 44° 36·1′ nördlicher Breite, 277 Meter über der Meeresfläche das Dorf Priboj. Zwischen diesem (östlich) und dem Orte Džemat, ganz nahe an der Formationsgrenze des Karpathensandsteines mit Gebilden der jüngeren Mediterranstufe (Braunkohle, Kalk, Mergel und Thon), tritt an fünf Ausbruchstellen die Schwefelquelle „Raso" zu Tage. Die eine Ausbruchstelle liegt mitten im Bache, die vier anderen nahe seinen beiden Ufern. Die Ergiebigkeit der Quelle ist ziemlich beträchtlich; gefasst sind dieselben nicht, das aufsteigende Wasser sammelt sich in natürlichen muldenförmigen Vertiefungen, aus denen es seitlich in den Bach abfliesst. Mit dem Wasser kommen ziemlich reichlich Gasblasen empor. Schon in ziemlicher Entfernung von den Quellen beobachtet man den Geruch nach Schwefelwasserstoff. Für die Analyse habe ich das Wasser der ergiebigsten Ausbruchstelle entnommen.

Die Quellentemperatur fand ich am 22. August 1888 23° C. bei der gleichzeitigen Lufttemperatur von 19° C.

Das Wasser ist farblos und klar, riecht stark nach Schwefelwasserstoff und schmeckt unangenehm, laugenhaft und nach Sulfiden. Violettes Lackmuspapier wird beim Eintauchen in das frisch geschöpfte Wasser in seiner Farbe nicht verändert, nach dem Eintrocknen erscheint es blau. Nitroprussidnatrium erzeugt in dem Wasser eine tief blaue Färbung; Cadmiumsulfat erzeugt einen ziemlich reichlichen Niederschlag von Cadmiumsulfid; die von diesem Niederschlage abfiltrirte Flüssigkeit wurde bei der entsprechenden Prüfung mit Jodstärke, sowie mit Silberlösung frei von unterschwefliger Säure befunden. Der Schwefelwasserstoff kann durch Einleiten

von reinem Wasserstoffgas nur sehr schwer aus dem Wasser entfernt werden, selbst nach mehrtägigem Durchleiten von Wasserstoff erwies sich das austretende Gas noch immer schwefelwasserstoffhaltig.

Die qualitative Analyse ergab folgende Bestandtheile: Kalium, Natrium, Lithium, Calcium, Strontium, Magnesium, Aluminium, Eisen, Mangan, Chlor, Brom, Jod, Schwefelwasserstoff, Schwefelsäure, Borsäure, Phosphorsäure, Kieselselsäure, Kohlensäure und organische Substanzen.

Das specifische Gewicht (auf destillirtes Wasser von 15° C. als Einheit bezogen) beträgt 1·00306. Bei der quantitativen Analyse wurden folgende Resultate erhalten:

Alkalien. I. 503·135 Gramm Wasser gaben 1·4664 Gramm Chloride und 0·011 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·0429 Kaliumoxyd und 15·4307 Natriumoxyd für 10.000 Wasser.

II. 502·68 Gramm Wasser gaben 1·457 Gramm Chloride und 0·015 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·0571 Kaliumoxyd und 15·3335 Natriumoxyd für 10.000 Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Magnesium. I. 996·405 Gramm Wasser gaben 0·0295 Gramm Kieselsäure, 0·0525 Gramm Calciumoxyd und 0·0662 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium, entsprechend 0·296 Kieselsäure, 0·527 Kalk und 0·239 Magnesia für 10·000 Wasser.

II. 697·23 Gramm Wasser gaben 0·0244 Gramm Kieselsäure, 0·039 Gramm Calciumoxyd und 0·0469 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·35 Kieselsäure, 0·551 Caiciumoxyd und 0·251 Magnesiumoxyd für 10.000 Wasser.

Aluminium, Strontium. 8354·43 Gramm Wasser gaben 0·0012 Gramm Aluminiumoxyd und 0·0351 Gramm Strontiumnitrat, entsprechend 0·001 Aluminiumoxyd und 0·021 Strontiumoxyd für 10.000 Wasser.

Schwefelwasserstoff. Je 374·223 Gramm Wasser brauchten bei der Titrirung an der Quelle in drei Versuchen 7·8, 7·7. 7·9 Cubikcentimeter Jodlösung, von der 1 Cubikcentimeter 0·005073 Gramm Jod enthält. Dies entspricht im Mittel 0·142 Schwefelwasserstoff für 10.000 Wasser.

Schwefelsäure. I. 562·85 Gramm Wasser gaben 1·1787 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 7·19 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

II. 664·06 Gramm Wasser gaben 1·3916 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 7·195 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

Chlor. I. 250·255 Gramm Wasser gaben 0·6996 Gramm Chlorsilber und 0·0055 Gramm metallisches Silber, entsprechend 6·985 Chlor für 10 000 Wasser.

II. 250·517 Gramm Wasser gaben 0·6932 Gramm Chlorsilber und 0·0127 Gramm Silber, entsprechend 7·009 Chlor für 10.000 Wasser.

Kohlensäure. Je 187·1115 Gramm Wasser gaben I. 0·1254, II. 0·127 Gramm Kohlensäure, entsprechend 6·702, respective 6·787 Kohlensäure für 10.000 Wasser.

Organische Substanz. 501·53 Gramm Wasser angesäuert und durch Kochen vollständig von Schwefelwasserstoff befreit, brauchten 4·92 Cubikcentimeter Cha-

mäleon (1 Cubikcentimeter entspricht 0·001031 Gramm Oxalsäure), daher 0·101 organische Substanz für 10.000 Wasser.

Controlbestimmung. 447·35 Gramm Wasser gaben 1·697 Gramm Sulfatrückstand und 2·7338 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 37·935 Sulfatrückstand und 16·955 Oxyde für 10.000 Wasser.

Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile Wasser der Schwefelquelle Raso.

Schwefelsäureanhydrid	7·193
Chlor	6·997
Schwefelwasserstoff	0·142
Kieselsäureanhydrid	0·323
Kohlensäureanhydrid	6·745
Kaliumoxyd	0·050
Natriumoxyd	15·380
Calciumoxyd	0·539
Strontiumoxyd	0·021
Magnesiumoxyd	0·245
Aluminiumoxyd	0·001
Brom, Jod, Phosphorsäure, Borsäure, Eisen, Mangan, Lithium	Spuren
Organische Substanz	0·101
Summe der Oxyde, gefunden	16·955
„ „ „ berechnet	16·562
Specifisches Gewicht	1·00306

Säuren und Basen zu Salzen gruppirt, Werte für 10.000 Gewichtstheile Wasser.

A. Die kohlensauren Salze als normale Carbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·092
Schwefelsaures Natrium	12·696
Chlornatrium	11·544
Natriumsulfhydrat	0·233
Kohlensaures Natrium	6·119
Kohlensaures Calcium	0·963
Kohlensaures Strontium	0·030
Kohlensaures Magnesium	0·515
Aluminiumoxyd	0·001
Kieselsäureanhydrid	0·323
Organische Substanz	0·101
Brom, Jod, Phosphorsäure, Borsäure, Eisen, Mangan, Lithium	Spuren
Kohlensäure, halb gebunden	3·241
Kohlensäure, frei	0·263

B. Die kohlensauren Salze als wasserfreie Bicarbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·092
Schwefelsaures Natrium	12·696
Chlornatrium	11·544
Natriumsulfhydrat	0·233
Natriumbicarbonat	8·657
Calciumbicarbonat	1·387
Strontiumbicarbonat	0·039
Magnesiumbicarbonat	0·785
Aluminiumoxyd	0·001
Kieselsäureanhydrid	0·323
Organische Substanz	0·101
Brom, Jod, Phosphorsäure, Borsäure, Eisen, Mangan, Lithium	Spuren
Freie Kohlensäure	0·263

Das der Quelle frei entströmende Gas besteht aus:

Kohlensäure	5·54	Procent
Stickstoff	94·46	„

Die Quelle Raso gehört zu den Schwefelquellen, welche Alkalisulfide enthalten; bekannte Quellen von ähnlicher Zusammensetzung sind: Die Quelle von Burtscheid in Rheinpreussen, eine Therme von 72·5° C., die kalten Schwefelquellen von Parad in Ungarn, die kalte Schwefelquelle von Riolo in Italien, acqua solforosa I, die Pauls- oder Präsidentenquelle von Slanika in der Moldau und die Natron-Lithionquelle von Weilbach in Hessen-Nassau.

20. Der Säuerling von Jasenica.

Ungefähr 18 Kilometer nördlich von Zvornik liegt Jasenica, in der Nähe der Drina, an der Grenze von jüngeren Flyschsandsteinen und dem Alluvium. In dem Gebiete dieses Ortes entspringt an einer Berglehne ein von der dortigen Bevölkerung längst geschätzter Säuerling. Die Fassung der Quelle ist primitiv und unzweckmässig, und da Jedermann seinen Bedarf an dem Säuerling durch Einschöpfen mit irgend einem Gefäss der Quelle entnimmt, so ist deren Wasser häufig etwas getrübt.

Die Temperatur der Quelle habe ich am 23. August 1888 bestimmt, sie betrug 13·5° C., die Lufttemperatur zur selben Zeit 15° C.

Das frisch geschöpfte Wasser ist klar, farblos, von angenehm erfrischendem Geschmacke; empfindliches Lackmuspapier wird durch dasselbe violett, nach dem Eintrocknen blau.

Die qualitative Analyse wies folgende Bestandtheile nach: Kalium, Natrium, Lithium, Calcium, Strontium, Baryum, Magnesium, Eisen, Aluminium, Mangan, Chlor, Schwefelsäure, Borsäure, Phosphorsäure, Kieselsäure, Kohlensäure und organische Substanzen (darunter eine Spur von Ameisensäure).

Das specifische Gewicht des Wassers (destillirtes Wasser von 14·8° C. als Einheit genommen) beträgt für dieselbe Temperatur 1·00315.

Die quantitative Analyse ergab folgende Resultate:

Alkalien. I. 501·492 Gramm Wasser gaben 1·1125 Gramm Chloride und 0·143 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·550 Kaliumoxyd und 11·147 Natriumoxyd für 10.000 Wasser.

II. 501·795 Gramm Wasser gaben 1·112 Gramm Chloride und 0·1417 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·545 Kaliumoxyd und 11·169 Natriumoxyd für 10.000 Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Magnesium. 1318·277 Gramm Wasser gaben 0·016 Gramm Kieselsäure, 0·3225 Gramm Calciumoxyd und 0·409 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·121 Kieselsäure, 2·446 Calciumoxyd und 1·117 Magnesiumoxyd für 10.000 Wasser.

Eisen, Aluminium, Phosphorsäure, Borsäure. 9920·905 Gramm Wasser gaben 0·0317 Gramm Eisenoxyd, 0·0055 Gramm Aluminiumoxyd und 0·0025 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·032 Eisenoxyd, 0·006 Aluminiumoxyd und 0·0016 Phosphorsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

Die Hälfte des wässerigen Auszuges vom Abdampfrückstand ergab 0·747 Gramm Borsäure und Magnesia (chlorfrei) und bei der weiteren Verarbeitung 1·2384 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·571 Borsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

Lithium. 4000·392 Gramm Wasser gaben 0·1882 Gramm eines Gemenges von Chlorlithium, Chlormagnesium und Chlornatrium, aus welchem 0·5932 Gramm Chlorsilber und 0·0804 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium erhalten wurde. Dies entspricht 0·089 Lithiumoxyd für 10.000 Wasser.

Strontium. 3004·581 Gramm Wasser gaben 0·0185 Gramm Strontiumnitrat, entsprechend 0·027 Strontiumoxyd für 10.000 Wasser.

Schwefelsäure. 1337·395 Gramm Wasser gaben 0·0105 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 0·027 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

Chlor. I. 186·23 Gramm Wasser gaben 0·414 Gramm Chlorsilber und 0·004 Gramm Silber, entsprechend 5·574 Chlor für 10.000 Wasser.

II. 184·183 Gramm Wasser gaben 0·4065 Gramm Chlorsilber und 0·0065 Gramm Silber, entsprechend 5·571 Chlor für 10.000 Wasser.

Kohlensäure. Je 187·4578 Gramm Wasser gaben I. 0·5268 und II. 0·5399 Gramm Kohlensäure, entsprechend 28·102, respective 28·801 für 10.000 Wasser.

Organische Substanz. 501·58 Gramm Wasser verbrauchten 6·79 Cubikcentimeter Chamäleon (1 Cubikcentimeter entspricht 0·001031 Gramm Oxalsäure), demnach 0·139 organische Substanz für 10.000 Wasser.

Controlbestimmung. 678·37 Gramm Wasser gaben 2·4494 Gramm Sulfatrückstand und 4·013 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 15·797 Oxyde für 10.000 Wasser.

Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile Wasser des Säuerlings Jasenica,

Chlor	5·573
Schwefelsäureanhydrid	0·027
Kieselsäureanhydrid	0·121
Borsäureanhydrid	0·571
Phosphorsäureanhydrid	0·0016
Kohlensäureanhydrid	28·452
Kaliumoxyd	0·548
Natriumoxyd	11·158
Lithiumoxyd	0·089
Calciumoxyd	2·446
Strontiumoxyd	0·027
Magnesiumoxyd	1·117
Aluminiumoxyd	0·006
Eisenoxyd	0·032
Mangan, Baryum	Spuren
Organische Substanz	0·139
Summe der Oxyde gefunden	15·797
„ „ „ berechnet	15·544
Specifisches Gewicht	1·00315

Säuren und Basen zu Salzen gruppirt, Werte für 10.000 Gewichtstheile Wasser.

A. Die kohlensauren Salze als normale Carbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·059
Chlorkalium	0·817
Chlornatrium	8·635
Borsaures Natrium	0·825
Kohlensaures Natrium	10·803
" Lithium	0·219
Phosphorsaures Calcium	0·0035
Kohlensaures Calcium	4·364
" Strontium	0·039
" Magnesium	2·345
" Eisen	0·047
Aluminiumoxyd	0·006
Kieselsäureanhydrid	0·121
Mangan, Baryum	Spuren
Organische Substanz	0·139
Kohlensäure, halb gebunden . . .	7·788
" frei	12·876
Summe der festen Bestandtheile . .	28·476

B. Die kohlensauren Salze als wasserfreie Bicarbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·059
Chlorkalium	0·817
Chlornatrium	8·635
Borsaures Natrium	0·825
Natriumbicarbonat	15·284
Lithiumbicarbonat	0·349
Phosphorsaures Calcium	0·0035
Calciumbicarbonat	6·284
Strontiumbicarbonat	0·051
Magnesiumbicarbonat	3·573
Eisenbicarbonat	0·064
Aluminiumoxyd	0·006
Kieselsäureanhydrid	0·121
Mangan, Baryum	Spuren
Organische Substanz	0·139
Freie Kohlensäure	12·876

Der Säuerling von Jasenica gehört zu den alkalisch-muriatischen Säuerlingen und ist durch seinen Gehalt an Borsäure und kohlensaurem Lithium bemerkenswert.

21. Der Säuerling von Dubnica.

Zwischen Dolnj-Tuzla und Zvornik, eine Reitstunde von der Gensdarmerie-Kaserne Kalesia, liegt im Süsswasserneogen, unweit der Grenze desselben, mit dem zwischen Zvornik und Jasenica mächtig entwickelten Flyschzuge das Dorf Dubnica (36° 35′ östlich von Ferro, unter 44° 26′ nördlicher Breite, 460 Meter über der Meeresfläche). In der Nähe des Dorfes, an der Stelle, wo der Bach Rašljanka den Namen Dubnica erhält, entspringt an mehreren Stellen im felsigen Terrain ein Säuerling; an einer Stelle sah ich auch ziemlich viel Gasblasen aufsteigen. Der Säuerling, früher „Slatina“, jetzt „Kiseljak“ genannt, wird von der dortigen Bevölkerung zum Brotbacken und als geschätztes Heilmittel verwendet. Zwei benachbarte Quellen, die 5 Meter über dem Wasserspiegel des Baches liegen, sind mit einer primitiven Steinfassung versehen; eine hölzerne Umzäunung schützt die Quellen vor den Verunreinigungen durch das weidende Vieh, das den Säuerling gern aufsucht. Für die Analyse wurde das Wasser einer dieser beiden Quellen entnommen; durch vergleichende Versuche ergab sich, dass das Wasser der zweiten Quelle dieselbe Zusammensetzung hat.

Die Temperatur der Quelle wurde am 29. Mai 1889 bestimmt, sie betrug 13·6° C.

Das frisch geschöpfte Wasser ist farblos, klar und von angenehm erfrischendem Geschmacke; es riecht schwach nach Schwefelwasserstoff, doch verschwindet dieser Geruch bald, sei es, dass das Wasser in einem offenen Gefässe an der Luft stehen bleibt, oder in einer verstopften Flasche aufbewahrt wird.

Durch die qualitative Analyse wurden folgende Bestandtheile nachgewiesen: Kalium, Natrium, Lithium, Calcium, Strontium, Magnesium, Eisen, Aluminium, Mangan, Chlor, Brom, Jod, Schwefelsäure, Borsäure, Phosphorsäure, Kieselsäure, Kohlensäure und organische Substanzen.

Das specifische Gewicht, bei 16·2° C. bestimmt, beträgt (auf destillirtes Wasser von derselben Temperatur als Einheit bezogen) 1·0028.

Die quantitative Analyse ergab folgende Resultate:

Alkalien. I. 500·935 Gramm Wasser gaben 1·0373 Gramm Chloride und 0·1195 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·461 Kaliumoxyd und 10·601 Natriumoxyd für 10.000 Wasser.

II. 501·03 Gramm Wasser gaben 1·0328 Gramm Chloride und 0·1096 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·423 Kaliumoxyd und 10·582 Natriumoxyd für 10.000 Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Magnesium. I. 1000·578 Gramm Wasser gaben 0·0084 Gramm Kieselsäure, 0·2798 Gramm Calciumoxyd und 0·1568 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium, entsprechend 0·084 Kieselsäure, 2·796 Calciumoxyd und 0·565 Magnesiumoxyd für 10.000 Wasser.

II. 1000·578 Gramm Wasser gaben 0·2783 Gramm Calciumoxyd, entsprechend 2·781 für 10.000 Wasser.

Eisen, Aluminium, Phosphorsäure, Borsäure. 10005·78 Gramm Wasser gaben 0·0096 Gramm Eisenoxyd, 0·0018 Gramm Aluminiumoxyd und 0·0026 Gramm Magnesiumpyrophosphat. Aus der Hälfte von dem wässerigen Auszug des Abdampfrückstandes wurden 0·3895 Gramm eines chlorfreien Gemenges von borsaurer Magnesia und Magnesia erhalten, welches 0·6235 Gramm Magnesiumpyrophosphat lieferte. Demnach kommen auf 10.000 Wasser 0·010 Eisenoxyd, 0·002 Aluminiumoxyd, 0·002 Phosphorsäureanhydrid und 0·330 Borsäureanhydrid.

Strontium. 2001·156 Gramm Wasser gaben 0·006 Gramm Strontiumnitrat, entsprechend 0·014 Strontiumoxyd für 10.000 Wasser.

Chlor. I. 249·705 Gramm Wasser gaben 0·5530 Gramm Chlorsilber und 0·0049 Gramm Silber, entsprechend 5·543 Chlor für 10.000 Wasser.

II. 250·27 Gramm Wasser gaben 0·555 Gramm Chlorsilber und 0·0042 Gramm Silber, entsprechend 5·538 Chlor für 10.000 Wasser.

Schwefelsäure. 1000·578 Gramm Wasser gaben 0·0385 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 0·132 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

Kohlensäure. 187·372 Gramm Wasser gaben I. 0·614, II. 0·618 Gramm Kohlensäure, entsprechend 32·769, respective 32·879 für 10.000 Wasser.

Organische Substanz. 501·4 Gramm Wasser verbrauchten 3·5 Cubikcentimeter Chamäleon (1 Cubikcentimeter entspricht 0·0009018 Gramm Oxalsäure), demnach 0·063 organische Substanz für 10.000 Wasser.

Controlbestimmung. 493·835 Gramm Wasser gaben 1·6525 Gramm Sulfatrückstand und 2·6981 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 14·706 Oxyde für 10.000 Wasser.

Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile Wasser des Säuerlings Dubnica.

Chlor	5·541
Schwefelsäureanhydrid	0·132
Borsäureanhydrid	0·330
Phosphorsäureanhydrid	0·002
Kohlensäureanhydrid	32·879
Kieselsäureanhydrid	0·084
Kaliumoxyd	0·442
Natriumoxyd	10·592
Calciumoxyd	2·789
Strontiumoxyd	0·014
Magnesiumoxyd	0·565
Eisenoxyd	0·010
Aluminiumoxyd	0·002
Brom, Jod, Mangan, Lithium	Spuren
Organische Substanz	0·063
Summe der Oxyde, gefunden	14·706
„ „ „ berechnet	14·500
Specifisches Gewicht	1·0028

Säuren und Basen zu Salzen gruppirt, Werte für 10.000 Gewichtstheile Wasser.

A. Die kohlensauren Salze als normale Carbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·287
Chlorkalium	0·454
Chlornatrium	8·782
Borsaures Natrium	0·477
Kohlensaures Natrium	9·884
Phosphorsaures Calcium	0·004
Kohlensaures Calcium	4·977
„ Strontium	0·020
„ Magnesium	1·187
„ Eisen	0·015
Aluminiumoxyd	0·002
Kieselsäureanhydrid	0·084
Brom, Jod, Mangan, Lithium	Spuren
Organische Substanz	0·063
Kohlensäure, halbgebunden	6·923
„ frei	19·033
Summe der festen Bestandtheile	26·173

B. Die kohlensauren Salze als wasserfreie Bicarbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·287
Chlorkalium	0·454
Chlornatrium	8·782
Borsaures Natrium	0·477
Natriumbicarbonat	13·984
Phosphorsaures Calcium	0·004
Calciumbicarbonat	7·167
Strontiumbicarbonat	0·026
Magnesiumbicarbonat	1·809
Eisenbicarbonat	0·020
Aluminiumoxyd	0·002
Kieselsäureanhydrid	0·084
Brom, Jod, Mangan, Lithium . . .	Spuren
Organische Substanz	0·063
Kohlensäure, frei	19·033

Der Säuerling von Dubnica gehört zu den alkalisch-muriatischen Säuerlingen und ist bezüglich der chemischen Zusammensetzung dem Säuerling von Jasenica ähnlich.

22. Der Säuerling bei Tešanj.

Die Bezirksstadt Tešanj liegt 35° 39·2′ östlich von Ferro, unter 44° 36·8′ nördlicher Breite, 238 Meter über der Meeresfläche. Ueber die geologischen Verhältnisse der Umgebung dieser Stadt schreibt Dr. E. Tietze[1]): „Bei Tešanj selbst treten ziemlich mächtige Conglomerate auf, welche an dieser Stelle die Basis und unterste Stufe des Tertiärgebirges bilden. Die Gemengtheile des Conglomerates sind zumeist Kalke. Hier aber bei Tešanj ist der äusserste südöstliche Rand jener Tertiärbucht gelegen, deren Bildungen sich bei Prnjavor zwischen dem alten Gebirge von Kobaš und dem Gabbro des Ljubič ausbreiten und dann durch das Tertiär von Dervent ihre Verbindung mit dem Vučia brdo finden. Das Castell von Tešanj liegt bereits malerisch auf einem mächtigen Felsen von Kalk, der überhaupt in der Umgebung Tešanj's nach Osten und

[1]) l. c. pag. 109.

Südosten zu eine ziemliche Rolle spielt. Der Kalk, in welchem leider Fossilien sich noch nicht fanden, gehört seiner petrographischen Beschaffenheit nach mit grosser Wahrscheinlichkeit zur Kreideformation und schliesst sich augenscheinlich an die Kalke an, die wir zwischen Doboj und Maglaj finden werden. Südlich von Tešanj erstreckt sich dieser Kalk bis Dobropolje. In dem Gebirge jedoch, welches sich zwischen Tešanj und Novi Seher erhebt, walten Serpentine und diabasische Grünsteine vor, denen kleine Partien von Rotheisenstein und rothe kieselige Gesteine an mehreren Stellen untergeordnet sind. Auch kommen, wie ich an einzelnen Stücken erkannte, gegen Novi Seher zu dunkle quarzige Schiefer dem Flysch untergeordnet vor, deren Beschaffenheit ihr relativ junges Alter kaum errathen lässt. Doch herrschen hier Flyschgesteine nicht ausschliesslich, denn es scheinen Neogenbildungen zwischen Dobropolje und dem Nordabhang jenes Gebirges an einigen Stellen die älteren Schichten zu überlagern, vielleicht als die letzten Ausläufer der grossen von Nordwesten her in diese Gegend eingreifenden Tertiärbucht. Namentlich kommen hier auch helle Kalkmergel ähnlich denen von Blažewče vor."

$2^1/_2$ Kilometer südlich von Tešanj entspringt im Walde, nahe der Fahrstrasse, der von der Bevölkerung sehr geschätzte Säuerling, der noch keine zweckmässige, sondern eine recht primitive Fassung hat.

Am 17. August 1888, um 7 Uhr Abends, bestimmte ich die Temperatur der Quelle, sie betrug 13° C., die Lufttemperatur zur selben Zeit 21° C. Ich fand das Wasser nicht vollkommen klar, sondern schwach opalisirend, infolge von suspensirten Mineralpartikelchen, die sich nach längerem ruhigen Stehen absetzten; der so entstandene Bodensatz war sehr gering. Die leise Trübung des Wassers rührt davon her, dass die Quelle nicht gut gefasst ist und dass sich Jedermann seinen Bedarf an dem Säuerling durch Einschöpfen mit irgend einem Gefässe verschafft.

Folgende Bestandtheile wurden durch die qualitative Analyse nachgewiesen: Kalium, Natrium, Lithium, Calcium, Strontium, Magnesium, Eisen, Mangan, Aluminium, Kupfer, Chlor, Schwefelsäure, Kieselsäure, Phosphorsäure, Borsäure, Kohlensäure und organische Substanzen (darunter Spuren von Ameisensäure und Buttersäure).

Das specifische Gewicht wurde bei 14·6° C. bestimmt; es beträgt 1·0029 (destillirtes Wasser von derselben Temperatur als Einheit angenommen).

Die quantitative Analyse ergab folgende Resultate:

Alkalien. I. 494·17 Gramm Wasser gaben 0·5706 Gramm Chloride und 0·0722 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·282 Kaliumoxyd und 5·859 Natriumoxyd für 10.000 Wasser.

II. 491·477 Gramm Wasser gaben 0·5701 Gramm Chloride und 0·0774 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·294 Kaliumoxyd und 5·879 Natriumoxyd für 10.000 Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Magnesium. I. 1337·084 Gramm Wasser gaben 0·0518 Gramm Kieselsäure, 0·1845 Gramm Calciumoxyd und 1·1504 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium, entsprechend 0·387 Kieselsäure, 1·380 Calciumoxyd und 3·100 Magnesiumoxyd für 10.000 Wasser.

II. 925·94 Gramm Wasser gaben 0·0439 Gramm Kieselsäure, 0·1277 Gramm Calciumoxyd und 0·8005 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium, entsprechend 0·474 Kieselsäure, 1·379 Calciumoxyd und 3·114 Magnesiumoxyd für 10.000 Wasser.

Eisen, Aluminium, Mangan, Phosphorsäure. 9092·54 Gramm Wasser gaben 0·0456 Gramm Eisenoxyd, 0·0173 Gramm Aluminiumoxyd, 0·1087 Gramm Manganoxyduloxyd und 0·0142 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium, entsprechend 0·05 Eisenoxyd, 0·019 Aluminiumoxyd, 0·01 Manganoxyduloxyd und 0·01 Phosphorsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

Strontium. 10948·71 Gramm Wasser gaben 0·0049 Strontiumnitrat, entsprechend 0·002 Strontiumoxyd für 10.000 Wasser.

Schwefelsäure. I. 363·67 Gramm Wasser gaben 0·294 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 2·747 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

II. 176·68 Gramm Wasser gaben 0·1417 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 2·753 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

Chlor. I. 500·18 Gramm Wasser gaben 0·1019 Gramm Chlorsilber und 0·0126 Gramm Silber, entsprechend 0·587 Chlor für 10.000 Wasser.

II. 459·76 Gramm Wasser gaben 0·1058 Gramm Chlorsilber und 0·0025 Gramm Silber, entsprechend 0·587 Chlor für 10.000 Wasser.

Kohlensäure. Je 187·43 Gramm Wasser gaben I. 0·5651 und II. 0·5589 Gramm Kohlensäure, entsprechend 30·15, respective 29·819 für 10.000 Wasser.

Organische Substanz. 501·5 Gramm Wasser verbrauchten 3·59 Cubikcentimeter Chamäleon (1 Cubikcentimeter entspricht 0·001031 Gramm Oxalsäure), demnach 0·074 organische Substanz für 10.000 Wasser.

Controlbestimmung. 1007·67 Gramm Wasser gaben 2·8152 Gramm Sulfatrückstand und 4·823 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 11·506 Oxyde für 10.000 Wasser.

Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile Wasser des Säuerlings bei Tešanj.

Schwefelsäureanhydrid	2·750
Chlor	0·587
Kieselsäureanhydrid	0·431
Phosphorsäureanhydrid	0·010
Kohlensäureanhydrid	29·985
Kaliumoxyd	0·294
Natriumoxyd	5·879
Calciumoxyd	1·378
Strontiumoxyd	0·002
Magnesiumoxyd	3·107
Eisenoxyd	0·050
Aluminiumoxyd	0·019
Manganoxyduloxyd	0·010
Organische Substanz	0·074
Lithium, Kupfer, Borsäure	Spuren
Oxyde, gefunden	11·506
Oxyde, berechnet	11·180
Specifisches Gewicht	1·0029

Säuren und Basen zu Salzen gruppirt, Werte für 10.000 Gewichtstheile Wasser.

A. Die kohlensauren Salze als normale Carbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·544
„ Strontium	0·004
„ Natrium	4·435
Chlornatrium	0·969
Kohlensaures Natrium	5·852
Phosphorsaures Calcium	0·022
Kohlensaures Calcium	2·439
„ Magnesium	6·525
„ Eisen	0·073
„ Mangan	0·015
Aluminiumoxyd	0·019
Kieselsäureanhydrid	0·431
Lithium, Kupfer, Borsäure	Spuren
Organische Substanz	0·074
Kohlensäure, halb gebunden	6·949
„ frei	16·087
Summe der festen Bestandtheile	21·328

B. Die kohlensauren Salze als wasserfreie Bicarbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·544
„ Strontium	0·004
„ Natrium	4·435
Chlornatrium	0 969
Natriumbicarbonat	8·276
Phosphorsaures Calcium	0·022
Calciumbicarbonat	3 512
Magnesiumbicarbonat	9·943
Eisenbicarbonat	0 100
Manganbicarbonat	0·021
Aluminiumoxyd	0·019
Kieselsäureanhydrid	0·431
Organische Substanz	0·074
Lithium, Kupfer, Borsäure	Spuren
Freie Kohlensäure	16·087

Der Säuerling von Tešanj gehört zu den alkalisch-erdigen Säuerlingen. Bemerkenswert an demselben ist der grosse Gehalt an Magnesiumbicarbonat.

(Schluss folgt im III. Hefte.)

IX. Ueber die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine.

Von **H. Rosenbusch.**

Wenn man die grossen Verschiedenheiten im stofflichen Bestande der Eruptivgesteine, ganz abgesehen von der mineralogischen und structurellen Entwicklung derselben, nicht einfach als etwas Gegebenes hinnehmen will, so wird man zu folgenden Fragen gedrängt:

1. Lassen sich Unterschiede im stofflichen Bestande der Eruptivgesteine der verschiedenen geologischen Altersperioden erkennen und welche sind es?

2. Zeigen sich bei der vergleichenden Betrachtung der stofflich verschiedenen Eruptivmassen gewisse Gesetzmässigkeiten und welche sind es?

3. Wie lässt sich die stoffliche Verschiedenheit der Eruptivmassen an ein und demselben Eruptivcentrum erklären?

Die Beantwortung der letzten Frage würde zugleich Aufschluss darüber geben, wie es möglich ist, dass an manchen Eruptivcentren die chemische Natur der Eruptivmassen sich nicht wesentlich ändert (Aetna, Vesuv, Santorin), während an anderen (Rocca Monfina, Pantelleria, Auvergne u. s. w.) eine überraschende Mannigfaltigkeit im chemischen Bestande der Eruptivmassen unbestritten vorliegt. Endlich würde man in consequenter Verfolgung des Gegenstandes zu der Frage geführt werden, wie überhaupt das Auftreten stofflich verschiedener Magmen im Erdinnern möglich und nothwendig ist.

I. Geologisches Alter und stofflicher Bestand der Eruptivmassen.

Die erste der obigen Fragen ist eine Vorfrage. Ihre Bejahung würde nur die Folge haben, dass die Untersuchungen zur Beantwortung der Fragen 2 und 3 gesondert an so vielen Kategorien von Eruptivgesteinsgruppen durchzuführen wären, wie sich zufolge der durch das geologische Alter bedingten Verschiedenheiten ergeben würden. Ihre Verneinung würde gestatten, ohne Berücksichtigung des geologischen Alters sofort für alle bekannten Eruptivgesteine eine Beantwortung der aufgestellten Fragen zu versuchen.

Die Vorstellung, dass bestimmten geologischen Perioden auch bestimmte Eruptivgesteine ausschliesslich zukommen, hat lange bei den Geologen und Petrographen geherrscht. Sie ist noch heute lebendig in dem Bewusstsein mancher hervorragender Forscher auf dem Gebiete der geologischen Wissenschaften und unbewusst beeinflusst sie gelegentlich noch das Urtheil selbst derjenigen, welche durch den Gang ihrer Untersuchungen genöthigt wurden, sie fallen zu lassen.

Aus der Thatsache, dass die uns zugänglichen hypidiomorph-körnigen Gesteine im allgemeinen ein hohes geologisches Alter besitzen, lässt sich in keiner Weise der Schluss rechtfertigen, dass ihre Eigenart eine Folge dieses Altersverhältnisses sei. Das Studium ihrer geologischen Beziehungen, ihrer Lagerung und ihrer Contactwirkungen führt, ebenso wie das Studium ihrer Structur, zu dem Schlusse, dass die Erklärung ihrer Eigenart in dem Umstande zu suchen ist, dass ihre Entwicklung eine durchaus intratellurische und eine verhältnismässig tief intratellurische war. Sie sind eben Tiefengesteine. Die Ueberzeugung von der Richtigkeit dieses Satzes verbreitet sich offenbar mehr und mehr; dass sie eine allgemeine sei, darf man nicht behaupten. Zur unbedingten Herrschaft wird sie erst dann gelangen, wenn allmählich die Unmöglichkeit eines causalen Zusammenhanges zwischen der ursprünglichen Gesteinsbeschaffenheit und dem geologischen Alter in das allgemeine Bewusstsein übergegangen sein wird.

Ich lasse dabei die geologische Zeit mit dem Augenblicke beginnen, in welchem die starre Rinde der Erde bereits eine solche Mächtigkeit erreicht hatte, dass die Eruptionen nur locale Phänomene sein konnten. Was zwischen diesem Zeitpunkte und dem Beginne der Bildung einer Erstarrungskruste liegt, ist geologische Vorzeit. Jenseits dieser endlich gibt es für den Geologen nur kosmische Zeit.

Dass zwischen der actuellen Gesteinsbeschaffenheit und dem geologischen Alter eine causale Beziehung bestehen kann, wird man nicht bestreiten dürfen. Aber auch hier ist es nicht die Zeit an und für sich, welche die Verschiedenheiten bedingt, sondern die durch das höhere Alter gesteigerte, durch das geringere Alter geminderte Möglichkeit und Wahrscheinlichkeit umgestaltender Processe, seien dieselben durch atmosphärische (Verwitterung), thermische oder orogenetische (Metamorphose) Agentien und Vorgänge bedingt.

Die Zeit, wo man den „chloritischen Gemengtheil“ zum wesentlichen Bestande eines Diabas rechnete, liegt hinter uns. Das Zutrauen zu der inneren Berechtigung der Trennung der Ergussgesteine in eine ältere, vortertiäre, und eine jüngere, tertiäre und recente, Reihe ist offenbar im Sinken. Man bedarf keiner grossen Sehergabe, um zu prophezeien, dass in nicht sehr ferner Zukunft diese Trennung unhaltbar sein wird, oder doch nur von Utilitätsgesichtspunkten aus vertheidigt werden kann.[1] So wenig man heute noch zwischen Basalt und basaltischer Lava einen Unterschied macht, so wenig wird man in naher Bälde im Quarzporphyr und Liparit wesentlich verschiedene Dinge sehen. Der Unterschied zwischen älteren und jüngeren Ergussgesteinen ist der, dass jene eine längere, diese eine kürzere extratellurische Existenz hatten, jene also eine Reihe von umbildenden Processen durchlaufen haben, welche wir an diesen nur in einzelnen, selteneren Fällen, oder in geringerem Grade nachzuweisen vermögen. Der Thatsache, dass wir grünsteinähnliche Andesite (Propylite) kennen, steht jene andere stützend zur Seite, dass wir so oft silurische und triadische Diabase, obercarbonische Tholeiite und miocäne Basalte nicht zu unterscheiden vermögen. Reconstruiren wir den ursprünglichen Bestand der paläo- und neovulkanischen Ergussgesteine, so ist er in beiden Reihen der gleiche.

Indessen, man möge über diese Punkte Anschauungen haben, welche man wolle, für die hier zu erörternde Frage ist das durchaus bedeutungslos. Ob man die Eigenart des Granits für eine Function seines geologischen Alters oder seiner Tiefenstellung, beziehungsweise richtiger der damit verknüpften physikalischen Verfestigungs- und Krystallisationsbedingungen halte, ob man Quarzporphyr und Liparit als scharf zu trennende Gesteinstypen ansehe, oder den ersteren einen carbonischen, permischen u. s. w. Liparit, beziehungsweise den letzteren einen tertiären Quarzporphyr nenne, das ändert nichts an der Thatsache, dass im stofflichen Bestande, also in der chemischen Zusammensetzung des Granits, des Quarzporphyrs und des Liparits eine schwerwiegende Verschiedenheit nicht vorhanden ist. Das Gleiche gilt für alle anderen Tiefengesteine und die ihnen äquivalenten paläo- und neovulkanischen Ergussmassen.

[1] Cf. Fr. Becke, N. Jahrb. f. Min. etc. 1889, Bd. II, pag. 304 u. ff.

Ich sage schwerwiegende Verschiedenheit. An anderer Stelle habe ich darauf hingewiesen, dass allerdings eine gewisse Verschiedenheit zwischen der chemischen Constitution der Tiefengesteine und der äquivalenten Ergussmassen ziemlich allgemein zu constatiren sei. Bei der Vergleichung einer grösseren Anzahl von Analysen der sich entsprechenden Gruppen ergibt sich, dass die Tiefengesteine reicher an Oxyden der zweiwertigen Metalle, etwas ärmer an Alkalien und Kieselsäure zu sein pflegen, als die zugehörigen Ergussformen. Dabei sind sie frei von magmatischem Wasser. Man scheint dem nicht allenthalben zustimmen zu können. Für die Erörterung der oben aufgestellten Fragen 2 und 3 ist diese Thatsache irrelevant. Sie ändert wohl ein wenig die absolute Höhe gewisser Procente in den Analysen, aber sie verschleiert in keiner Weise die Gesetzmässigkeiten, welche wir zu entwickeln versuchen wollen. Ich glaube daher auf eine Erörterung dieses Punktes um so eher verzichten zu dürfen, als ein Jeder ohne grosse Mühe die Richtigkeit der Sache mit Zuhilfenahme der sorgsamen tabellarischen Zusammenstellungen von J. Roth selbst prüfen kann.

Die Durchsicht der diesem Aufsatz beigefügten Analysenreihen wird sofort davon überzeugen, dass wir bei den Tiefengesteinen denselben chemischen Verhältnissen begegnen, wie bei den älteren und jüngeren Ergussgesteinen. Es soll damit nicht gesagt sein, dass wir unbedingt alle Mischungen in den drei Reihen der Tabelle I gleichmässig haben. Die am meisten rechts stehende Gruppe der jüngeren Ergussgesteine — sie umfasst die Nephrite und Basanite, Leucit-, Nephelin- und Melilithgesteine, die Limburgite und Augitite — hat nur vereinzelte Vertreter (Theralith) bei den Tiefengesteinen. Bisher unbeschriebene Parallelen derselben finden sich bei den absichtlich zunächst unberücksichtigten Ganggesteinen. Ebenso fehlt das bei den Tiefengesteinen in den Peridoditen vorliegende Magma vollständig in der neovulkanischen Gesteinsreihe und findet sich nur andeutungsweise bei den paläovulkanischen Ergussmassen. Diese scheinbaren Anomalien werden ihre Erklärung in den Gesetzmässigkeiten finden, denen wir nachgehen.

Man ist vollberechtigt, bei dem Aufsuchen dieser Gesetzmässigkeiten in der chemischen Mannigfaltigkeit der Eruptivgesteine das geologische Alter unberücksichtigt zu lassen. Durch nichts kann ein solches Verfahren gründlicher gerechtfertigt werden, als durch den

Nachweis, dass die gleichen Gesetzmässigkeiten sich ergeben, unabhängig davon, ob wir die Discussion ausschliesslich auf den chemischen Bestand der Tiefengesteine, der älteren, der jüngeren Effusivmassen, oder endlich aller dieser Gruppen gemeinschaftlich stützen.

II. Gesetzmässigkeiten im stofflichen Bestande der Eruptivgesteine.

Der erste Versuch zu einer Erklärung der Mannigfaltigkeit in der chemischen Zusammensetzung der Eruptivmassen eines bestimmten Ausbruchgebietes findet sich wohl in Bunsen's isländischen Untersuchungen aus dem Jahre 1851. Er glaubte den Wechsel in dem stofflichen Bestande der übrigens recht einfachen Reihe der isländischen Eruptivgesteine durch die Annahme eines normaltrachytischen (t) und eines normalpyroxenischen Magmas (p), die sich in räumlich gesonderten Herden befinden, erklären zu sollen. Je nachdem bei einer Eruption nur der Herd von t, oder nur der Herd von p, oder endlich beide in wechselnden Mengen das Material liefern, wird der chemische Bestand der Auswurfsmasse ein anderer werden. Von den reinen Endgliedern abgesehen, wären also alle übrigen Eruptivgesteine dieses Gebietes Mischungen von $\alpha . t + p$. Ihre chemische Zusammensetzung muss sich berechnen lassen, sobald man durch analytische Bestimmung eines Bestandtheiles im Magma — Bunsen wählt hierzu SiO_2 — den Wert von α, d. h. das Verhältnis $p : t$ in der Mischung festgestellt hat.

Ganz abgesehen davon, dass für die Erklärung gewisser (palagonitischer) Eruptivmassen Islands Bunsen bereits zu weiteren Annahmen genöthigt wurde, ist die Uebereinstimmung zwischen seinen Rechnungen und den Analysen keine für die Stütze seiner Hypothese vollkommen zureichende, und J. Roth hat in seiner „Tabellarischen Uebersicht der Gesteinsanalysen (Berlin 1861)“ überzeugend dargethan, dass die Discordanz zwischen Analyse und Rechnung, welche Bunsen zum Theile durch Einschmelzung des Nebengesteins rechtfertigen wollte, noch bedeutend grösser werden würde, wenn man das Verhältnis $t : p$ nicht aus der durchweg über 50 Procent betragenden Kieselsäure, sondern aus irgend einem anderen Bestandtheil feststellen würde.

Die Bunsen'sche Mischungshypothese erwuchs aus dem Studium wesentlich effusiver Massen und quantitativ ziemlich

untergeordneter Ganggebilde. Bunsen selbst hat sie in weiser Beschränkung immer nur zur Erklärung einer beschränkten Gesteinsreihe und der localen Verhältnisse auf Island verwendet, und auch das Abich'sche Analysenmaterial vom armenischen Hochlande nur versuchsweise für dieselbe Gesteinsreihe herbeigezogen.

Für die fernere Entwicklung von verschiedenartigen Ansichten über die chemischen Verhältnisse der Eruptivgesteine, wie sie von Sartorius von Walterhausen und von Cotta ausgesprochen wurden, sei auf die klare und übersichtliche Darstellung in Zirkel's Lehrbuch der Petrographie, I, 459 sqq. verwiesen. Bedeutsam und von nachhaltiger Wirkung war neben den Darlegungen Bunsen's besonders die von J. Durocher in seinem „Essai de pétrologie comparée ou recherches sur la composition chimique et minéralogique des roches ignées, sur les phénomènes de leur emission et sur leur classification“ (Annales des mines, 1857 (5), XI, 217—260 und 676—680) entwickelte Vorstellungsreihe.

Das Unterscheidende zwischen der Bunsen'schen Mischungshypothese und dem Durocher'schen Erklärungsversuche lässt sich etwa in folgende Sätze zusammenfassen.

1. Während Bunsen die localen Verhältnisse auf Island durch Mischung der Magmen zweier mehr oder weniger juxtaponirter Herde deutet, will Durocher die stoffliche Zusammensetzung der Gesammtreihe aller irdischen Eruptivgesteine erklären und wird somit zu der Annahme zweier supraponirter concentrischer Magmazonen (magma acide und magma basique) mit Uebergangsschalen gedrängt.

2. Bunsen leitet seinen normaltrachytischen und normalpyroxenischen Herd aus der chemischen Constitution der von ihm analysirten Gesteine ab, ohne eine Erklärung für das Dasein dieser Herde und für das Warum ihres stofflichen Bestandes ernstlich zu versuchen. Durocher's beide Magmenzonen sind speculativer Abstammung und er sucht sie durch die Dichteunterschiede der Gesteinsgläser zu erklären.

3. Bunsen bedient sich zur Erklärung nur der Mischung zweier extrem verschiedener Endglieder und der gelegentlichen Einschmelzung von Nebengestein. Durocher benützte ausser diesen beiden Vorgängen (die Mischungsglieder sind seine roches hybrides), deren Unzulänglichkeit er bei der weit grösseren Mannigfaltigkeit

des von ihm zu erklärenden Materials sehr wohl erkennt, eine Anzahl anderer Momente, wie Liquation (l. c. pag. 221), Zutritt des Meerwassers (bei den Vesuvlaven und sonst), Veränderung der Magmen im Laufe der geologischen Perioden und der Unterscheidung von Eruptionen erster und zweiter Ordnung. Diese definirt er l. c. pag. 249: „éruptions de premier ordre provenant directement des nappes fluides sur lesquelles s'appuie la croûte terrestre“ und „éruptions de second ordre, ayant pour foyer des aires de matière incandescente qui, au lieu de s'épancher au dehors, sont restés enclavés à l'intérieur de l'écorce du globe“. Es würden demnach die Eruptionen der ersten Ordnung aus den Durocher'schen Magmazonen, die der zweiten Ordnung aus Bunsen'schen Herden gespeist.

Es wäre ungerecht, auf die vielfachen Irrthümer hinzuweisen, welche sich in Durocher's Angaben über die chemische Natur der Eruptivgesteine finden. Er kannte nicht die weite Verbreitung der Liparite, der ultrabasischen jüngeren Eruptivgesteine und kaum das Vorhandensein der Elaeolithsyenite u. s. f.; manche Gesteinstypen waren zu seiner Zeit analytisch sehr wenig erforscht. So wie sie ist, enthält die Abhandlung eine Fülle anregender Bemerkungen und feiner Beobachtungen.[1]) Für uns ist von Wichtigkeit der wesentlich neue Factor, den Durocher in die Erklärungsmethode der chemischen Zusammensetzung der Eruptivgesteine eingeführt hat, die Liquation.

Was sich Durocher unter Liquation dachte, geht deutlich aus folgendem Satze auf pag. 221 hervor: „Les magmas qui ont produit les roches ignées sont comparables à des bains contenant à l'état de fusion plusieurs métaux, et qui, en se figeant, se partagent en des alliages divers, suivant les circonstances de leur solidification, lors même que le bain primitif offrait la même composition.“ Demnach bedeutet in seiner Auffassung die Liquation einen spontanen, durch die Verfestigungsbedingungen seiner Art nach gegebenen Zerfall eines bis dahin chemisch homogenen Schmelzflusses in mehrere, nun chemisch verschiedene, Schmelzflusstheile.

[1]) Es war mir interessant, bei dem erneuten Studium der inhaltreichen Durocher'schen Arbeit auf pag. 245 folgenden Passus zu lesen: „La première pellicule qui s'était figée à la surface du globe terrestre, jadis incandescent, a été évidemment formée par la nappe fluide supérieure, la plus légère et la moins fusible; de là est resulté le granit primitif.“



Bezeichnend für seine Vorstellung sind die Schlussworte des angeführten Satzes, dass stofflich gleich zusammengesetzte Gesammtmagmen nicht nothwendig in dieselben Theilmagmen zerfallen müssen. Die Unhaltbarkeit dieser letzteren Annahme darzuthun, ist eine der Aufgaben dieser Mittheilungen. Die schärfste Waffe zur Widerlegung derselben liefern uns die Ganggesteine, deren verschiedene Glieder in unverkennbarer Weise an bestimmte Tiefengesteine gebunden sind.

Durocher hält den aus seinen eigenen Worten abgeleiteten Begriff der Liquation oder Saigerung nicht durchweg rein fest, sondern verquickt ihn mehrfach mit einer Vorstellung, der wir am schärfsten ausgesprochen bei J. Roth in seiner Tabellarischen Uebersicht der Gesteinsanalysen, Berlin 1861, begegnen. Bei der Discussion der chemischen Verschiedenheiten der Eruptivgesteine stellt dieser Forscher den Satz auf, dass „feurigflüssige Massen von gleicher oder sehr nahe gleicher Zusammensetzung in verschiedene Mineralien auseinanderfallen“ und weist auf den engen Verband von Gneiss und Serpentin oder Gneiss und Hornblendeschiefer als integrirender Theile einer geologischen Einheit hin, wenn ich ihn recht verstanden habe. Diesen Vorgang des Zerfalls einer einheitlichen Eruptivmasse — es wäre unbillig, an dem den krystallinen Schiefern entnommenen Beispiel Anstoss zu nehmen — bezeichnet er als Spaltung und vergleicht ihn mit der Liquation der Durocher'schen Hypothese. Aber die Spaltung Roth's und die Liquation Durocher's sind nicht ganz dasselbe. Bei J. Roth ist die chemische Verschiedenheit zweier Spaltungsproducte einer und derselben Eruptivmasse die Folge local verschiedener Mineralausscheidung, bei Durocher ist die örtlich verschiedene Mineralausbildung die Folge eines Zerfalles im Magma. Was J. Roth hier Spaltung nennt, würde eine gewisse Verwandtschaft mit dem haben, was ich als ältere Ausscheidungen in den Eruptivgesteinen bezeichnet habe; was Durocher Liquation nennt, würde in der Sprache vieler heutiger Geologen Schlierenbildung im Magma zu nennen sein.

Es ist hochbedeutsam, dass die Bunsen'sche Mischungshypothese aus dem Studium effusiver Massen, die Roth'sche Spaltungsvorstellung auf dem Gebiete der Tiefengesteine erwuchs. Dass diese seine Spaltung den Ergussgesteinen — er nennt sie in seiner Sprache jüngere — fehle, erklärt er aus deren geringerer Masse und dadurch bedingter rascherer Krystallisation.

Die Verwendbarkeit der Roth'schen Spaltung zur Erklärung der chemischen Mannigfaltigkeit der Eruptivgesteine steht und fällt mit der Berechtigung seines oben citirten Satzes: „Feuerflüssige Massen von gleicher oder sehr nahe gleicher Zusammensetzung können in verschiedene Mineralien auseinanderfallen.“ Zur Zeit, als dieser Satz aufgestellt wurde, war unsere Kenntnis von der mineralogischen Zusammensetzung der kryptomeren und mikromeren Eruptivgesteine so fragmentar und unsicher, dass derselbe eine gewisse Berechtigung zu besitzen schien, die wir ihm heute bestreiten müssen. Die letzte Consequenz desselben wäre, dass wir aus der Bauschanalyse eines Gesteins seine mineralogische Zusammensetzung nicht erkennen könnten, und diese Consequenz wird kein Petrograph heute mehr zugestehen. Damit soll natürlich nicht gesagt sein, dass nicht wechselnde physikalische und chemische Verhältnisse auch die Mineralbildung im krystallisirenden Magma beeinflussen können. Die lange Reihe der Resorptionsphänomene, der Generationswechsel von Glimmer und Amphibol mit Pyroxen in den Eruptivgesteinen liefern hierfür zweifellose Belege. Aber trotzdem wird man heute wohl unter allseitiger Zustimmung behaupten dürfen, dass in letzter Instanz und hauptsächlich die mineralogische Zusammensetzung eines Eruptivgesteins durch dessen chemische Constitution bedingt ist.

Wenn man also Spaltungsvorgänge zur Erklärung der chemischen Verschiedenheiten der Eruptivgesteine heranziehen will, so wird man unter Spaltung den spontanen Zerfall eines chemisch gleichartigen Gesammtmagmas in zwei oder mehrere chemisch differente Theilmagmen verstehen müssen. In diesem Sinne soll im Folgenden das Wort Spaltung gebraucht werden.

Wir hätten dann zur Erklärung der chemischen Verschiedenheiten der Eruptivgesteine zwei Annahmen: 1. Mischung zweier präexistenter, räumlich gesonderter und im Maximum stofflich verschiedener Magmen und 2. Spaltungen eines ursprünglich einheitlichen Magmas.

In der Sprache der Geologen und Petrographen ist jedenfalls die Mischungshypothese zum Ausdruck gelangt. Wir sprechen von der chemischen Reihe der Eruptivgesteine vom sauersten Granit bis zum basischesten Peridotit, vom Liparit bis zum Basalt u. s. f. Man wird nicht fehl gehen mit der Annahme, dass bewusst oder unbe-

wusst mit diesem Ausdruck auch ähnliche Vorstellungen verbunden werden, wie mit dem Ausdruck Feldspathreihe, Skapolitreihe u. s. w., natürlich abgesehen davon, dass bei den Gesteinen keine Mischung isomorpher Moleküle vorliegt. Man denkt wohl nicht mehr an Bunsen's t und p, an Durocher's magma acide und magma basique im strengsten Sinne des Wortes, aber irgend ein t und p hat man im Sinn und leitet aus ihnen die Zwischenglieder ab.

Will man dieser Vorstellung einen höheren als einen mnemotechnischen Wert zugestehen, so muss man auch zugeben, dass die chemische Constitution eines beliebigen Eruptivgesteins durch $r.t+q.p$ darstellbar sein muss, wobei r und q jeden Wert von 0 bis 1 mit der Bedingung $r+q=1$ haben kann. Dabei ist natürlich auf mögliche Einschmelzung von Nebengestein, auf Verwitterung u. s. f. billige Rücksicht zu nehmen. Lässt sich aber darthun, dass selbst mit weitgehender Berücksichtigung dieser Möglichkeiten obige Forderung nicht erfüllt werden kann, so wird man die Mischungshypothese aufgeben und die Spaltungshypothese adoptiren müssen, so lange nicht eine noch besser zutreffende dritte Hypothese aufgestellt wird.

Auf Tabelle I wurde eine Anzahl von Analysen der verschiedensten Eruptivgesteine so zusammengestellt, dass in drei Horizontalreihen die Tiefengesteine, die paläovulkanischen und die neovulkanischen Ergussgesteine von analoger Zusammensetzung über einander stehen. In jeder Horizontalreihe folgen sich die Gesteine so, dass in einer ersten Gruppe die vorwiegend oder ausschliesslich einen Alkalifeldspath führenden, in einer zweiten Gruppe die vorwiegend oder ausschliesslich Kalknatronfeldspath führenden Typen nebst ihren feldspathfreien Abarten nach abnehmendem Kieselsäuregehalt geordnet wurden. Bei den neovulkanischen Gesteinen ist eine dritte Gruppe abgesondert, in welcher neben Kalknatronfeldspath Leucit oder Nephelin, oder diese Mineralien, beziehungsweise Melilith, mehr oder weniger allein als feldspathvertretende Gemengtheile vorhanden sind. Auch ihnen schliessen sich einige feldspathfreie Abarten an.

Allenthalben wurde ein etwa angegebener Gehalt an MnO mit FeO vereinigt und ebenso die etwa aufgeführten Mengen von TiO_2, P_2O_5, Cr_2O_3, Cl, SO_3 u. s. w. als für die hier verfolgten Zwecke bedeutungslos unter der Rubrik „Sonst“ zusammengefasst. In's Gewicht

fallen konnte ihrer Menge nach hier nur die Titansäure. Die Stellung derselben hat noch manches Unklare; zum Theile steckt sie in den Silicatgemengtheilen der Gesteine (Glimmer, Hornblende, Pyroxen), zum Theile im Titanit, sehr oft im Eisenerz. Da sie in den meisten Fällen nicht quantitativ bestimmt wurde, schien es am gerathensten, sie in die Rubrik „Sonst" zu verweisen. Alle Analysen wurden auf nur eine Decimale reducirt.

Auf Tabelle II sind alle Analysen der Tabelle I unter proportionaler Vertheilung des Sonst und des Wassers auf 100 und wasserfreie Substanz umgerechnet. [1]) Erst hierdurch wurden sie für die Zwecke dieser Betrachtung unmittelbar verwendbar, zumal innerhalb der Ergussgesteinsreihen.

Bei der Auswahl der Analysen waren folgende Gesichtspunkte leitend: 1. Die den Analysen zu Grunde liegenden Gesteine sollten mir petrographisch genau und durch Autopsie, geologisch wenigstens durch zuverlässige Literatur wohl bekannt sein. Davon machen nur die Gesteine der Analysen XII und LII eine Ausnahme. 2. Die unter Tiefengesteinen, paläo- und neovulkanischen Ergussgesteinen aufgeführten Vorkommnisse sollten streng auch der geologischen Kategorie zugehören, unter der sie stehen. Davon musste in mehreren Fällen aus Rücksicht auf den Erhaltungszustand der Gesteine, oder aus anderen Gründen abgesehen werden. So ist z. B. das Gestein von Analyse XVIII ein Gang, XX vielleicht eine porphyrische Grenzfacies, XXIII ein Gang u. s. f. 3. Die Analyse sollte an thunlichst frischem Material ausgeführt sein. Daher wurden bei Ergussgesteinen möglichst vitrophyrische Formen gewählt. 4. Die Analysen sollten innere Wahrscheinlichkeit haben, d. h. ihre Angaben sollten mit der mir bekannten normalen mineralogischen Zusammensetzung nicht in Widerspruch stehen.

Diese Bedingungen treffen bei manchen Analysen nicht alle gleichmässig zu. Ich war bemüht, alsdann mit möglichster Objectivität die in Betracht kommenden Momente gegen einander abzuwägen. Wie weit mir das gelungen ist, überlasse ich der Beurtheilung des Lesers und bemerke nur noch, dass es nach Auffindung der darzulegenden Gesetzmässigkeiten leicht gewesen wäre, die schlecht

---

[1]) Die langwierigen, für die Aufstellung der verschiedenen Tabellen erforderlichen Rechnungen wurden fast vollständig in liebenswürdigster Weise durch die Herren Dr. Wülfing und Mie ausgeführt.

passenden Analysen durch besser passende zu ersetzen; das ist absichtlich unterblieben. Somit muss jede Auswahl, welche normale Gesteine, nicht locale und abnorme Ausbildungsformen in's Auge fasst, im wesentlichen zu denselben Schlüssen führen.

Dass man die Eruptivgesteine sich so gern als eine continuirliche Reihe mit zwei Polen denkt, hat augenscheinlich seinen Grund darin, dass man allerdings nach dem Hauptbestandtheil, der Kieselsäure, ordnend, leicht in allen drei Abtheilungen (Tiefen-, paläo- und neovulkanischen Ergussgesteinen) eine Anzahl sehr nahe verwandter Gesteine in nahe Nachbarschaft bringt, wie z. B. die Granite, die Amphibolgranite und sauren Diorite, die Syenite und basischen Diorite. Aber schon der in der hier gewählten Zusammenstellung deutlich hervortretende Umstand, dass wir den gleichen Kieselsäuregehalt bei sonst himmelweit verschiedenen Gesteinen (z. B. bei Diorit XIII und Gabbro XIV einerseits, bei den Eläolithsyeniten VIII und IX andererseits) antreffen, widerlegt die Annahme, dass hier eine wirkliche Mischungsreihe vorliege. Es gibt weder in der vorliegenden Tabelle, noch unter all den bekannten Analysen zwei Endglieder, aus denen sich die Reihe auch nur mit annähernder Uebereinstimmung zwischen Rechnung und chemischem Befund berechnen liesse. Besonders deutlich überzeugt man sich hiervon, wenn man etwa die Peridotite oder die Eläolithsyenite in's Auge fasst. Der letzteren niedriger Gehalt an SiO_2 stellt sie an das Ende der alkalireichen Gesteine und würde, wenn man ein granitisches Magma als den einen Pol annähme, eine kräftige Beimischung eines kieselsäurearmen Magmas verlangen, wie es sich am Ende der Reihe der Tiefengesteine nirgends findet. Denn dieses SiO_2-arme Magma müsste zugleich mehr als den doppelten Al_2O_3- und einen weit höheren Alkaligehalt als die Granite, dagegen fast keine zweiwertigen Metalle enthalten. Ein solches Magma ist nirgends bekannt. Man wird auch nicht an eine Anreicherung an Alkalien durch Meerwasser oder Steinsalzlager denken können, denn damit bliebe der hohe Gehalt an Al_2O_3 durchaus unerklärt. Analoges ergibt sich für die Phonolithe und phonolithoiden Trachyte. Gleiches Resultat liefert die Vergleichung der Peridotite mit den Gabbros und Noriten. Jeder Versuch der Berechnung eines bekannten Gesteins durch Mischung aus zwei anderen liefert aus leicht absehbaren Gründen nur so lange ein anscheinend brauchbares Resultat, so lange man die sehr nahe

verwandten Gesteine vergleicht. Sowie man den Grenzen einige Weite gibt, stellt sich die Unmöglichkeit der Mischungsvorstellung überzeugend heraus.

Der nächste Schluss, zu welchem man gedrängt wird, ist der, dass in den Eruptivgesteinen nicht e i n e, sondern mehrere Mischungsreihen neben einander vorhanden sind, dass man also nicht zwei Urmagmen anzunehmen habe, sondern mehrere. Auf eine solche Annahme scheinen besonders die Verhältnisse der Alkalien unter einander und gegenüber dem Kalk in den neo- und paläovulkanischen Ergussgesteinen hinzudeuten. Man hätte dann z. B. ein kalireiches und ein natronreiches Magma mit sehr geringem Gehalt an zweiwertigen Metallen und einem mittleren Gehalt an Al_2O_3 bei hoher SiO_2, ein CaO-reiches alkaliarmes Magma mit dem gleichen Gehalt an Al_2O_3 und hohem Gehalt an Magnesia und Eisen, deren beide erstere bei den Alkalifeldspathgesteinen herrschten, während das letztere in den Gabbros prädominirte. Aber auch hier würden wir genöthigt sein, ein SiO_2-armes und Al_2O_3-, sowie alkalireiches Magma zur Erklärung der Eläolithsyenite, ein thonerde- und kieselsäurereiches Magma zur Erklärung der Diorite anzunehmen, von deren Dasein wir nirgends eine Spur entdecken können. Die Zahl solcher hypothetischer Magmen würde so gross, dass die Annahme nicht einmal mehr eine mnemotechnische Bedeutung besässe.

Mag man sich nun das Urmagma im Erdinnern, von welchem alle Eruptivmassen in letzter Instanz abzuleiten sind, durch fortschreitende Oxydation einer den Erdkern bildenden Metalllegirung oder sonstwie entstanden denken, wir müssen uns dasselbe unbedingt uranfänglich homogen vorstellen, oder aber auf jede Bildung einer Anschauung von demselben verzichten. Im ersteren Falle zwingt die Thatsache, dass die zu unserer Kenntnis kommenden, den verschiedenen Eruptivgesteinen zu Grunde liegenden Magmen nicht stofflich gleich, sondern sehr mannigfach verschieden sind, zu der Annahme, dass in dem Urmagma Spaltungen in Theilmagmen vor sich gehen. Dass diese nicht gesetzlos verlaufen, sondern unter der Einwirkung chemischer Affinitäten, ist von vornherein anzunehmen, und wird widerspruchlos dadurch erwiesen, dass gewisse, an und für sich als möglich zu betrachtende Magmen offenbar nicht vorkommen. Warum z. B. sollte nicht ein alkalifreies, aber kalkreiches Magma von granitischem Kieselsäure- und Thonerdegehalt, warum nicht eine thon-

erde- und zugleich magnesia-eisenreiches Magma vorkommen? Man kann diese Frage doch nicht dadurch erledigen, dass man sagt, solche Magmen könnten nicht in bekannte Silicatminerale zerfallen. Das würde zu sehr an die weise Vorsicht der Natur erinnern, welche die grossen Flüsse immer an den grossen Handelsstädten vorbeifliessen lässt, und wäre überdies noch falsch.

Die Ursache dafür, dass gewisse Magmen in allgemeiner Verbreitung vorkommen, andere fehlen, kann nur darin gesucht werden, dass gewisse Stoffe in schmelzflüssiger Lösung sich gegenseitig in gewissen Mengenverhältnissen bedingen und ausschliessen. [1]) Von dieser Annahme ausgehend, erkennen wir die thatsächlichen Spaltungen im Urmagma als nothwendig. Das Vorkommen, sowie die regelmässige Wiederkehr bestimmter Eruptivmassen wird dem Gebiete des Zufalls entrückt und gibt Anlass und Anhaltspunkte zum Aufsuchen der Gesetze, nach denen diese Spaltungsvorgänge verlaufen.

Es wäre ja zweifellos von höchstem Werte, wenn wir durch die Experimentalchemie oder die Erfahrungen der Technik (Metallguss) bereits Ausgangspunkte hätten, von denen aus wir in die Welt der Gesteine vordringen könnten. Das ist meines Wissens nicht der Fall. Auch ziemt es dem Geologen, die Lösung der Räthsel seiner Wissenschaft auf deren eigenem Boden zu suchen. Die Durchsicht der auf Tabelle 1 oder 2 vereinigten Angaben über die procentische Zusammensetzung der Eruptivgesteine lässt für die Hauptbestandtheile unmittelbar folgende Gesetzmässigkeiten wahrnehmen:

1. Die Kieselsäure durchläuft alle Werte von 78 bis 42 Procent, so lange der Alkaligehalt an und für sich hoch und dabei grösser ist, oder doch nicht nennenswert zurückbleibt hinter dem Gehalt an Kalk. Innerhalb dieser Grenzen sinkt der Gehalt an Kieselsäure ziemlich regelmässig mit zunehmendem Kalkgehalt. Bei den Gesteinen mit mehr Kalk als Alkali fällt die obere Grenze des Kieselsäuregehaltes auf 66 Procent, während die untere dieselbe bleibt, und man erkennt deutlich, dass mit steigendem Kalkgehalt die Kieselsäure und die Alkalien gleichmässig sinken. Sobald die

[1]) Oft fallen solche Gesetzmässigkeiten leichter bei den selteneren Stoffen auf. Wem wäre es unbemerkt geblieben, dass hoher Titangehalt in den Gesteinen entweder an hohen Natrongehalt bei mittlerer Kieselsäure, oder aber an hohen Eisengehalt bei fast fehlenden Alkalien, dass Zirkonerde an alkalireiche Magmen gebunden ist? Fast alle Zirkoniate und Titanate haben im Eläolithsyenite ihre Heimat.



Magnesia den Kalk überwiegt, geht die Kieselsäure nicht über 50 Procent und sinkt rasch mit abnehmendem Kalk- und Alkaligehalt.

2. Die Beziehungen der Thonerde sind andere in den alkalireichen als in den kalkreichen Gesteinen. In den ersteren steht sie im umgekehrten Verhältnis zur Kieselsäure, und zwar steigt sie rasch mit dem Sinken dieser. In den letzteren stehen Thonerde und Kieselsäure im geraden Verhältnis, und zwar fällt diese rascher als jene. Sobald die Magnesia zur Herrschaft über den Kalk gelangt, sinkt die Thonerde in beschleunigtem Masse bis auf Null.

Das umgekehrte Verhältnis von $Si\,O_2$ und $Al_2\,O_3$ in den Gesteinen mit herrschenden Alkalien erhellt überaus deutlich je aus den ersten Abtheilungen der Tiefen-, paläo- und neovulkanischen Ergussgesteine. Das gerade Verhältnis dieser beiden Stoffe in den Kalkgesteinen tritt weniger deutlich aus den je zweiten Gruppen der drei Horizontalreihen hervor. Besonders fällt hier die Aetnalava (LI) aus der Reihe heraus. Auch sonst besitzen die Basalte bisweilen einen auffallend hohen Thonerdegehalt. Der Antagonismus von Magnesia und Thonerde ergibt sich überzeugend aus den Analysen XVII—XIX, XXII, LXI und LXIII.

Sehr lehrreich ist die Betrachtung der letzten Abtheilung der neovulkanischen Ergussgesteine, LV—LXIII. Man erkennt auf den ersten Blick, dass in den Tephriten, Leucit- und Nephelingesteinen, Melilithgesteinen, Limburgiten und Augititen zwei Typen zusammengeworfen worden sind, welche bei aller Analogie der mineralogischen Zusammensetzung dennoch chemisch weit von einander abstehen. Die Analysen LV, LVI, LVII, LIX und LXII schliessen sich unmittelbar an die Phonolithe und Leucitophyre (XLII und XLIII) an, während die Analysen LVIII, LX, LXI und LXIII sich den Basaltanalysen LII—LIV anreihen. Es beweist dieser Umstand, dass ich seinerzeit mit Recht die Leucitophyre zu den Phonolithen stellte, und dass ich noch schärfer als ich es gethan habe, zwischen den phonolithoiden und basaltoiden Typen der Tephrite, Leucit- und Nephelingesteine, Limburgite und Augitite hätte unterscheiden sollen.

3. Der Eisengehalt steigt mit sinkender Kieselsäure, er wächst rasch mit dem Gehalt an Kalk und Magnesia. Alkalireiche Magmen sind stets eisenarm, so lange ihr Kieselsäuregehalt nicht unter 45 Procent sinkt. Nur der Pantellerit fällt hier aus der Reihe.

An späterer Stelle wird sich zeigen, dass das Eisen dieses Gesteins für Aluminium vicariirt. Alkalireiche Magmen mit weniger als 45 Procent SiO_2 sind eisenreich. Zwischen der ersten und zweiten Gruppe scheinen keine vermittelnden Bindeglieder zu bestehen.

4. Die Magnesia steigt ziemlich regelmässig mit dem Kalk. Dann wird das Verhältnis schwankend, wenn der Betrag jedes dieser Stoffe etwa zwischen 10 und 14 Procent liegt. Darüber hinaus verhalten sich ihre Mengen umgekehrt.

5. Der Kalk und die Alkalien stehen in entschieden umgekehrtem Verhältnis in den Magmen mit mehr als 45 Procent Kieselsäure. Hoher Kalkgehalt neben hohem Gehalt an Alkalien findet sich nur in sehr kieselsäurearmen Magmen.

Die hervorgehobenen Gesetzmässigkeiten treten schon bei der Vergleichung der procentischen Zusammensetzung der angeführten Gesteine heraus, welche nur in sehr mittelbarer und einigermassen verschleierter Form ein Bild von der elementaren Constitution der zu Gesteinen entwickelten Magmen gibt. Bestehen chemische Gesetze, nach welchen Gesammtmagmen, in letzter Instanz ein Urmagma in Theilmagmen zerfallen, so werden diese muthmasslich in den Beziehungen der Metallatome der Magmen zu einander am schärfsten zum Ausdruck gelangen.

Aus den Procentzahlen der 2. Tabelle wurden durch Theilung mit 60 für SiO_2, 102 für Al_2O_3, 160 für Fe_2O_3, 72 für FeO, 40 für MgO, 56 für CaO, 62 für Na_2O und 94 für K_2O die Molecularproportionen der angeführten Gesteine berechnet und auf 100 reducirt in der Tabelle 3 zusammengestellt. Aus dieser, zur weiteren Discussion der oben angeführten Beziehungen der Hauptbestandtheile geeigneten Zahlenreihe, in welcher unter der Rubrik „Zahl" die Gesammtsumme der in der Gewichtseinheit enthaltenen Molecüle aufgeführt wurde, gewann man die Verhältniszahlen der in der Gewichtseinheit des Gesteins enthaltenen Metallatome. Diese letzten Zahlen endlich wurden auf 100 umgerechnet und in der Tabelle 4 zusammengestellt. Unter der Rubrik „AZ" findet sich die Gesammtzahl der in der Gewichtseinheit des Gesteins enthaltenen Metall- und Sauerstoffatome. Diese Zahl heisse im Folgenden schlechtweg die Atomzahl eines Gesteins. Sie ist charakteristisch für ein

bestimmtes Gestein und ihre Bedeutung wird später beleuchtet werden. Ebenso findet man in der mit *MAZ* bezeichneten Spalte die Summe der in der Gewichtseinheit des Gesteins enthaltenen Metallatome.

Unter allen Analysen fällt bei der Betrachtung der Tabelle 4 leicht eine Gruppe

	VIII	IX	XLII	XLI	XLIII
Si	49·4	48·8	54·1	53·9	49·0
Al	24·9	23·1	24·5	20·0	21·1
Fe	1·3	2·2	2·4	3·0	3·1
Mg . . .	0·1	0·7	0·7	0·3	0·4
Ca	0·7	1·9	—	0·6	2·1
Na . . .	15·9	15·3	12·6	18·3	17·4
K	7·7	8·0	5·7	3·9	6·9
Sa	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0
AZ . . .	482	474	476	481	473
MAZ . .	192	191	184	189	191
sp. G. . .	2·48	2·58		2·48	2·75

der Eläolithsyenite, Phonolithe und Leucitophyre auf, in denen *Mg*, *Ca* und *Fe* bis zum Verschwinden zurücktreten, während zwischen Alkalimetallen, Aluminium und Silicium sehr nahezu das Verhältnis 1 : 1 : 2 obwaltet. In dem Magma dieser Gesteine, welches wir das Foyaitmagma (φ) nennen wollen, herrscht also bis zum fast vollständigen Ausschluss anderer Metalle ein Kern $(Na\,K)\,Al\,Si_2$, welcher bei der Krystallisation seiner Oxyde bekanntlich die Verbindungen $(Na\,K)\,Al\,Si\,O_4$ = Nephelin, $(K\,Na)\,Al\,Si_2\,O_6$ = Leucit und $(K\,Na)\,Al\,Si_3\,O_8$ = Orthoklas oder Sanidin in der angegebenen Reihenfolge liefert. Charakteristisch ist für dieses Magma die Unmöglichkeit der Ausscheidung freier Kieselsäure, welche nun als eine nothwendige Folge seiner Constitution erscheint. Die aus diesem Magma φ sich entwickelnden Gesteine haben bei holokrystalliner Ausbildung das niedrigste specifische Gewicht. Sie besitzen die höchsten Atomzahlen und zugleich die höchsten Metallatomzahlen. Wir kennen dieselben in der Form von Tiefen-, Gang- und Ergussgesteinen gleichmässig. Daraus schliesse ich, dass das Magma φ nicht ferner spaltungsfähig, oder, richtiger ausgedrückt, nur wenig zu weiteren Spaltungen geneigt ist. Es ist ein nahezu reines Magma. Denken

wir uns dasselbe durchaus frei von *Ca*, *Mg* und *Fe*, so wäre eine Spaltung derselben nicht wohl denkbar, ausser nach den Alkalien in $Na\,Al\,Si_3$ und $K\,Al\,Si_3$ etwa.

An dieses Magma schliessen sich durch Vermittlung der chemisch überaus nahestehenden Augitsyenite (VII) und Rhombenporphyre (XXIII) eine Anzahl durch niedrigen Kalkgehalt charakterisirter Granite (die Alkaligranite, oder Albitgranite, wie man sie auch mit Unterdrückung des Orthoklas oder Mikroklin genannt hat), Syenite, Quarzporphyre und Keratophyre, Liparite und Trachyte an. Ueberblickt man die alkalireichen Magmen der Tabellen, so findet man in ziemlich scharfer Sonderung solche, in denen $Na + K > Ca$, und solche mit einem höheren *Ca*-Gehalt als diesem Verhältnis entspricht. In die erste Gruppe gehören:

	I	II	VII	XXI	XXII	XX	XXIII
Si . . .	73·5	67·6	54·2	73·1	72·8	71·9	52·3
Al . . .	13·4	15·0	22·0	14·0	14·4	13·4	19·8
Fe . . .	1·4	2·5	4·5	1·5	0·8	0·6	5·9
Mg . .	—	0·1	1·1	0 7	0·3	1·0	4·9
Ca . . .	0·1	1·1	2·9	—	1·2	0·2	3·5
Na . .	6·2	7·0	10·1	2·0	4·9	12·6	9·2
K . . .	5·4	6·7	5·2	8·7	5·6	0·3	4·4
Sa . . .	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0
AZ . .	487	479	472	471	486	496	467
MAZ .	177	178	182	175	177	182	183
sp. G. .		2·65	2·72	2·62		2·63	

	XXXIII	XXXIV	XXXVI	XXXVII	XXXIX	XL
Si	77·2	69·3	64·0	60·8	54·2	53·7
Al	14·7	15·7	11·0	19·5	20·1	19·5
Fe	1·3	0·7	6·6	3·3	4·7	6·0
Mg	0·3	—	1·1	0·7	1·5	1·1
Ca	1·9	0·4	1·5	1·3	2·9	3·7
Na	5·1	11·9	11·4	10·3	8·7	6·9
K	4·5	2·0	4·4	4·1	7·9	9·1
Sa	100 0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0
AZ	485	494	471	480	467	457
MAZ . . .	176	182	179	182	183	178
sp. G. . . .	2·40	2·39	2·46	2·55	2·55	2·61

Die kleine Tabelle enthält unter I—VII Tiefengesteine, unter XX—XXIII paläovulkanische und unter XXXIII—XL neovulkanische Ergussgesteine, je nach abnehmendem *Si* geordnet. Man erkennt deutlich, dass mit dem Sinken von *Si* ein Steigen von *Al* Hand in Hand geht, wobei man in XXXVI (Pantellerit) den hohen Gehalt an *Fe* für *Al* eintretend annehmen muss. XXIII (Rhombenporphyr) fällt offenbar wegen seines hohen *Mg*-Gehaltes aus der Reihe heraus und stellt ein gemischtes Magma dar, aus welchem durch Austritt eines Kernes von der Zusammensetzung Mg_2Si das Magma φ resultiren würde. Sollte das mit der Altersstellung dieser Gänge zusammenhängen? Allenthalben sehen wir in den drei Abtheilungen dieser kleinen Tabelle mit dem Sinken des *Si* eine Steigerung des *Ca* verbunden, was darauf hindeutet, dass geringe Beimengungen eines später zu besprechenden Magmas vorhanden sind.

Sieht man zunächst von den kleinen Mengen *Fe* (mit Ausnahme des Pantellerits) und *Mg* ab, so ergibt sich, dass das Verhältnis von $Na + K : Al$ im allgemeinen nicht 1 : 1 ist, sich aber dieser Proportion umsomehr nähert, je mehr das *Si* sich dem für das Magma φ charakteristischen Werte 50 annähert, unter welchen es nirgends sinkt. Das führt zu der Vermuthung, dass in den vorstehenden Analysen ebenfalls das Magma φ vorliege, aber mit einem Ueberschuss von *Si*, dass also gewissermassen eine Lösung von *Si* in $(NaK)\,AlSi_2$ in dem metallischen Kern der hier vereinigten Magmen anzunehmen sei. Und in der That, berechnen wir die angeführten Metallatom-Proportionen auf 50 *Si*, so erhalten wir die auf Ganze abgerundeten Zahlen:

	I	II	VII	XXI	XXII	XX	XXIII	XXXIII
Si	50	50	50	50	50	50	50	50
Al	25	23	23	26	26	24	21	29
Ca	—	2	3	—	2	—	4	4
$Na + K$	22	21	17	20	19	23	14	19

	XXXIV	XXXVI	XXXVII	XXXIX	XL
Si	50	50	50	50	50
Al	26	24[1])	25	22	21
Ca	1	2	2	3	4
$Na + K$	23	22	18	18	17

in denen offenbar $(Na + K + 2Ca) : Al : Si = 1 : 1 : 2$ ist.

[1]) $Al + Fe$.

Man wird sich daher wohl die Vorstellung machen dürfen, dass in allen oben angeführten Magmen, die wir als granitische (γ) zusammenfassen wollen, mit *Si* angereicherte Foyaitkerne vorliegen, in denen bei abnehmendem *Si* ein kleiner Theil der Alkalimetalle durch *Ca* vertreten sein kann, welches die doppelte Menge *Al* zu binden vermag.

Diese granitischen Magmen γ besitzen die Fähigkeit, freie Kieselsäure auskrystallisiren zu lassen, in umso höherem Grade, je mehr überschüssiges *Si* über das Verhältnis $Al:Si = 1:2$ vorhanden ist. Sie haben dieselben hohen Atomzahlen, wie die Gesteine des Magmas φ, aber niedrigere Metallatomzahlen. Das specifische Gewicht der aus den Magmen γ entwickelten holokrystallinen Gesteine ist höher als dasjenige der Foyaitgesteine, aber kleiner als das der später zu besprechenden Gruppen, zu denen die Analyse XL (Arso-Trachyt) hinüberführt.

Es ist anzunehmen, wie bereits oben bei der Vergleichung der Tiefen- und Ergussgesteine angedeutet wurde, dass ein der Spaltung fähiges Magma um so weiter gegliedert sein wird, je weiter seine geologische Gestaltung fortschreitet. Daher werden wir eventuell reinere Magmen in den Ergussgesteinen, als in den Tiefengesteinen antreffen können. Dem entspricht es, dass wir kaum einen reinen Kali- oder Natrongranit- oder -Syenit kennen dürften, während wir reine Natronporphyre (Keratophyre) und -Liparite und ebensolche Kaliporphyre und -Liparite nicht allzu spärlich besitzen, und gelegentlich diese Spaltung des Magmas γ in ein und demselben Gesteinskörper (Vitrophyr von Meissen nach den zahlreichen Analysen von diesem Gestein) sich vollziehen sehen.

An die Magmen γ schliessen sich eine grössere Anzahl von Gesteinen an, die wir dadurch zu einer Gruppe vereinigt denken können, dass in ihnen der Gehalt an Alkalimetallen immer noch grösser ist, als der an *Ca*, in denen jedoch *Ca* entschieden zu grösserer Bedeutung gelangt und dementsprechend auch von grösseren Mengen *Mg* und *Fe* begleitet wird. Alle diese Magmen, in denen $Na + K > Ca < 4Ca$ ist, mögen granito-dioritische Magmen (δ) heissen. Sie liefern die Granitite, Amphibol- und Augitgranite mit ihren Abarten, die Syenite und dioritischen Gesteine nebst ihren Ergussformen. Nach abnehmendem *Si*-Gehalt und nach

ihrem Charakter als Tiefen-, paläo- und neovulkanische Ergussgesteine geordnet, gibt sie die folgende kleine Tabelle:

	III	IV	X	V	XI	XII	VI	XXIV	XXV	XXVII	XXVIII
Si . .	69·2	65·6	63·5	62·4	60·9	57·4	55·8	66·7	59·7	57·3	52·8
Al. .	12·9	16·6	17·0	20·0	18·7	18·6	18·6	16·5	19·4	18·0	18·5
Fe. .	3·4	2·2	5·2	3·6	3·4	6·9	5·4	5·3	3·9	9·4	7·2
Mg .	1·6	1·6	3·4	3·0	3·6	3·3	3·6	—	4·5	1·1	3·2
Ca .	3·1	3·9	3·8	5·1	5·2	6·2	4·4	2·7	5·1	3·3	8·5
Na .	5·5	4·6	6·0	3·3	7·0	4·9	4·3	7·7	5·1	10·1	5·1
K . .	4·3	5·5	1·1	2·6	1·2	2·7	7·9	1·1	2·3	0·8	4·7
Sa. .	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0
AZ .	478	478	477	477	480	467	464	478	477	465	460
MAZ	177	177	177	176	180	176	179	177	179	178	177
sp. G.	—	2·68	2·72	2·74	—	—	2·73	—	2·54	2·69	2·75

	XLIV	XLV	XXXV	XXXVIII	XLVI	XLVII	XLIX
Si	64·5	62·7	60·9	60·0	59·2	58·1	53·0
Al	17·8	18·7	17·7	18·3	20·7	19·7	17·9
Fe	1·8	3·4	—	3·2	4·4	3·4	7·1
Mg	1·8	2·1	—	2·7	1·7	3·7	6·6
Ca	3·2	4·5	6·6	3·7	4·9	5·4	7·1
Na	7·4	6·7	3·9	4·7	6·7	7·8	5·4
K.	3·5	1·9	10·9	7·4	2·4	1·8	2·9
Sa	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0
AZ	483	479	502	473	475	476	464
MAZ . . .	180	178	191	179	178	181	179
sp. G. . .	—	—	—	2·62	—	—	2·74

Die Magmen δ sind keine reinen Magmen, sondern gemischte. Der Umstand, dass sowohl in den Analysen III—VI, wie XXIV bis XXVIII und XLIV—XLIX das Steigen des *Al* bei fallendem *Si* unverkennbar hervortritt, lässt vermuthen, dass in den Magmen δ ein ähnlicher metallischer Kern stecke, wie in γ. Da nun der niedrigste *Si*-Gehalt in dieser Gruppe 53% beträgt, so wurden die obigen Proportionen auf 53 *Si* umgerechnet. Der in γ enthaltene Metallkern ist offenbar die feldspathbildende Moleculargruppe; man kann daher *Mg* und *Fe* bei dieser Umrechnung zunächst unberücksichtigt lassen und erhält auf ganze Zahlen abgerundet:

	III	IV	X	V	XI	XII	VI	XXIV	XXV	XXVII	XXVIII
Si . . .	53·0	53·0	53·0	53·0	53·0	53·0	53·0	53·0	53·0	53·0	53·0
Al. . .	20·0	21·0	22·0	25·0	23·0	21·0	20·0	23·0	23·0	20·0	19·0
Ca . .	5·0	5·0	5·0	6·0	6·0	7·0	5·0	4·0	6·0	4·0	8·0
Na+*K*	15·0	13·0	10·0	7·0	10·0	8·0	13·0	12·0	9·0	12·0	10·0

	XLIV	XLV	XXXV	XXXVIII	XLVI	XLVII	XLIX
Si	53·0	53·0	53·0	53·0	53·0	53·0	53·0
Al. . . .	24·0	24·0	21·0	22·0	24·0	22·0	18·0
Ca . . .	4·0	6·0	8·0	4·0	6·0	6·0	7·0
Na + *K*.	14·0	11·0	19·0	14·0	11·0	11·0	8·0

Das Verhältnis der feldspathbildenden Metalle und des Aluminium ist in den meisten Fällen offenbar ausdrückbar durch $Na + K + + 2\,Ca : Al = 1 : 1$. Das deutet darauf hin, dass neben dem auch in den Magmen φ und γ vorhandenen, oder vielmehr dort unbedingt herrschenden Metallkern $(Na\,K)\,Al\,Si_2$ hier in wechselnden Mengen ein Metallkern $Ca\,Al_2\,Si_4$ vorhanden sein muss. Sieht man ab von Analyse V, welche ein unmögliches Verhältnis für die feldspathbildenden Metalle und *Al* liefert, so zeigen mehrere der angeführten Gesteine, besonders deutlich XXVIII und XXXV, einen Ueberschuss von *Ca*. Man wird daraus schliessen dürfen, dass ein Theil des *Ca* in anderer Form, und zwar ohne *Al* metallisch gebunden sei, vielleicht, wie aus anderen Analysen hervorgeht, als $Ca\,Si$ oder $Ca\,Mg\,Si_2$.

Die gegenseitigen Mengenverhältnisse der Metallkerne $(Na\,K)\,Al\,Si_2$ und $Ca\,Al_2\,Si_4$ schwanken von 1 : 3·5 bis zu 1 : 1 etwa und unverkennbar nimmt die Fähigkeit *Si* zu lösen in diesen Magmen δ in demselben Maasse ab, wie der Metallkern $Ca\,Al_2\,Si_4$ reichlicher vertreten ist. Daher wird die obere Grenze von $Si = 77$ in den Magmen γ hier nie erreicht; das Maximum beträgt $Si = 69$.

Dagegen scheint aus dem reichlicheren Gehalt der Magmen δ an *Mg* und *Fe* der Schluss gezogen werden zu müssen, dass sie befähigt sind, grössere Mengen einer *Al*-freien Magnesium- oder Eisensilicium-Verbindung zu lösen, welche in den Magmen φ und γ bis auf kleine Spuren fehlen. Hierin sehe ich den fundamentalen Unterschied der beiden Magmengruppen.

In der Natur der Magmen δ liegt die Möglichkeit der Abspaltung des Kernes $(Na\,K)\,Al\,Si_2$ von dem Kerne $Ca\,Al_2\,Si_4$. Wo dieses sich vollzieht, ist zu erwarten, dass der erstere einen *Si*-Ueberschuss mitnehmen und mehr oder weniger *Ca*-, *Mg*- und *Fe*-frei werden wird. Das ist thatsächlich der Fall in den aplitischen Ganggesteinen, welche so gern die Tiefenformen der Magmen δ begleiten. Die Abspaltung dieses Theilmagmas bedingt die Nothwendigkeit eines *Ca*-, *Mg*- und *Fe*-reichen Restmagmas, welches wir in den lamprophyrischen Begleitern der aplitischen Gänge vor uns haben. Diese Gangformation dürfte den Tiefenformen der Magmen φ und γ durchaus fehlen. Zu ihnen gehört als Gangformation die Gruppe der Aegiringranite[1]), der Tinguaïte und jener von mir provisorisch zu den Akmittrachyten gestellten Vorkommnisse.

Die Grenze, bis zu welcher in den Magmen δ ein *Al*-freier Metallkern von *Ca*-, *Mg*- und *Fe*-Silicium aufgenommen werden kann, ergibt sich annähernd aus der Vergleichung der Summe von $Fe + Mg$ und von $Ca + Na + K$ in der Tabelle derselben. Das Verhältnis von $(Fe + Mg) : (Ca + Na + K)$ erreicht nur in XLIX den Wert 1 : 1, ist in X, XXV und XXVII etwa 2 : 3 bis 3 : 4, in allen anderen Fällen 1 : 2 oder noch niedriger.

Die Gesammtzahl der Atome überhaupt, sowie diejenige der Metallatome der aus den Magmen δ hervorgehenden Gesteine ist niedriger als in den φ-Gesteinen und sinkt deutlich mit zunehmendem *Ca*; ihr specifisches Gewicht ist im holokrystallinen Zustande höher.

Bei den nun noch verbleibenden Analysen ist fast durchwegs $Ca > Na + K$, d. h. der in φ, γ und δ herrschende oder doch sehr reichlich vorhandene Metallkern $(Na\,K)\,Al\,Si_2$ tritt mehr und mehr in den Hintergrund, der Metallkern $Ca\,Al_2\,Si_4$ wird das bestimmende Glied in der Zusammensetzung, soweit nicht noch andere *Mg*- und *Fe*-reiche Kerne vorhanden sind. Suchen wir den Einfluss dieser zunächst dadurch herabzustimmen, dass wir diejenigen Analysen zusammenfassen, in denen $Mg < Ca + Na + K$ ist, so erhalten wir folgende Gruppe von basischen Dioriten, Gabbros, Porphyriten, Melaphyren (Olivin-Tholeiïten), Diabasen, Andesiten und Basalten:

---

[1]) Ich lernte dieselben unter Brögger's Führung im Christiania-Gebiet kennen.

	XIII	XV	XXVI	XXIX	XXX	XXXI
Si	50·7	48·2	57·5	49·8	49·0	46·5
Al. . . .	19·4	18·6	17·9	17·0	14·3	16·3
Fe	7·6	11·2	6·8	6·0	11·3	13·1
Mg. . . .	6·7	7·8	5·4	5·4	9·3	8·1
Ca	8·3	9·7	6·6	11·5	8·6	10·4
Na	5·4	3·5	3·1	9·5	5·6	3·9
K	1·9	1·0	2·7	0·8	1·9	1·7
Sa	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0
AZ . . .	465	464	466	463	452	444
MAZ . .	179	177	175	181	178	176
sp. G. . .	2·86	3·02	2·69	2·86	3·02	—

	XLVIII	L	LI	LIII	LV	LVII	LVIII	LX
Si. . . .	55·3	51·9	46·4	45·0	44·0	42·1	39·6	39·0
Al . . .	18·9	14·5	20·0	16·4	20·9	20·3	13·3	17·0
Fe . . .	8·4	10·1	9·7	10·4	8·3	8·2	16·1	9·7
Mg . . .	5·5	7·0	5·6	9·6	5·7	8·0	11·3	11·5
Ca . . .	7·1	8·5	11·4	13·0	9·2	10·5	11·7	15·1
Na . . .	3·8	5·0	6·1	4·5	5·9	3·0	2·6	5·2
K. . . .	1·0	3·0	0·8	1·1	6·0	7·9	5·4	2·5
Sa . . .	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0
AZ . . .	454	454	452	448	451	447	433	444
MAZ. .	177	176	179	179	181	181	173	182
sp. G. .	—	2·86	2·77	2·96	—	—	2·94	3·04

Die hier vertretenen Magmen sollen als die G a b b r o - M a g m e n (ψ) zusammengefasst werden. Ihre Grenze gegen die Magmen δ ist etwas unsicher; so liessen sich die Gesteine XIII, XXVI und XLVIII wohl ebenso gut unter δ einreihen. Der Ueberblick über die vorstehende Tabelle zeigt, dass die Beziehungen zwischen *Si* und *Al* sich geändert haben. Bei der grössten Vorsicht im Ausdruck wird man sagen dürfen, dass ein Steigen des *Al* mit sinkendem *Si* nicht wahrzunehmen ist. Die Magmen ψ vermögen *Si* nicht mehr oder doch nur in sehr geringem Grade zu lösen. Die obere Grenze von *Si* liegt bei 53; freie Kieselsäure vermag im Allgemeinen nicht auszukrystallisiren. Wir müssen die Magmen ψ als sehr gemischte Magmen bezeichnen. Wenn dennoch gerade hier die geologische

Erfahrung das häufige Vorkommen von weiteren Spaltungsmagmen (wenigstens nach einer bestimmten Richtung hin, der Abspaltung des $(Na\,K)\,Al\,Si_2$-Kernes) verneint, so muss man die Erklärung dieses Verhältnisses von der Zukunft erwarten. Vielleicht liegen eigenartige feste Verbindungen vor. *Al*-freie *Si Mg-*, *Si Fe-* und *Si Ca*-Kerne sind offenbar in grosser Menge vorhanden. Wird die Löslichkeitsgrenze dieser in dem $Ca\,Al_2\,Si_4$-Kerne überschritten, so erhalten wir durch Abspaltung derselben die bekannten Pyroxen- oder Olivingesteine der Gabbro-Norit-Reihe, im Kleinen die sogenannten Olivinfels-Einschlüsse.

Um die Zusammensetzung der ψ-Magmen zu erforschen, gehen wir von den bisher gesammelten Erfahrungen aus und nehmen an, dass *Al* entweder in dem Kern $(Na\,K)\,Al\,Si_2$ oder $Ca\,Al_2\,Si_4$ vorhanden sein muss, und zerlegen demnach unter Abrundung auf ganze Zahlen die Magmen nach Maassgabe des vorhandenen *Al* in zwei Theile, von denen I die Kerne $(Na\,K)\,Al\,Si_2$ und $Ca\,Al_2\,Si_4$ und II den danach verbleibenden Rest enthält. In I muss also $(Na+K+ +2Ca):Al:Si = 1:1:2$ sein. Man hat

		XIII	XV	XXVI	XXIX	XXX	XXXI	XLVIII	L	LI	LIII	LV	LVII	LVIII	LX
I	*Si* . . .	38	38	36	34	28	32	38	30	40	32	42	40	26	34
	Al . . .	19	19	18	17	14	16	19	15	20	16	21	20	13	17
	Ca . . .	6	7	6	3·5	3	5	7	3·5	6·5	5	4·5	4·5	2·5	4·5
	Na+K	7	5	6	10	8	6	5	8	7	6	12	11	8	8
II	*Si* . . .	13	10	22	16	21	15	15	22	6	13	2	2	14	5
	Ca . . .	2	3	1	8	6	5	—	5	5	8	5	6	11	10
	Mg . . .	7	8	5	5	9	8	4	7	6	10	6	8	11	12
	Fe . . .	8	11	7	6	11	13	8	10	10	10	8	8	16	10

Hier ist zunächst die Thatsache nachhaltig zu betonen, dass nirgends in dem Reste II *Al* vorhanden ist, während sich ein Ueberschuss von *Ca* vorfindet. Dieser Umstand scheint mir in hohem Grade für die Richtigkeit der Auffassung zu sprechen, dass das Aluminium der Eruptivmagmen thatsächlich an die feldspathbildenden Kerne $(Na\,K)\,Al\,Si_2$ und $Ca\,Al_2\,Si_4$ gebunden

ist. Den zweiten Beweis für dieselbe Deutung der Stellung des *Al* liefert die nächstfolgende Magmengruppe.

Interessant und überraschend ist es, dass selbst in diesen so basischen Gesteinen atomistisch noch immer die Gruppe $(Na\,K)\,Al\,Si_2$ fast durchwegs über die Gruppe $Ca\,Al_2\,Si_4$ überwiegt. Die letztere erreicht höchstens die erstere und herrscht nur in XV und XLVIII in ganz unbedeutendem Maasse vor. Procentisch stellt sich natürlich dieses Verhältnis ganz anders.

Betrachten wir alsdann den Rest II der ψ-Magmen, und besonders das Verhältnis der zweiwertigen Metalle $Ca + Mg + Fe = R$ zu *Si*, so ist dieses in

	XIII	XV	XXVI	XXIX	XXX	XXXI	XLVIII	L	LI	LIII	LV	LVII	LVIII	LX
Si	13	10	22	16	21	15	15	22	6	13	2	2	14	5
R	17	22	13	19	26	26	12	22	21	28	19	22	38	32

In diesem Reste häufen sich alle Fehler der Analysen und ihrer Discussion. Es ist daher nicht zu erwarten, dass die vorhandenen Gesetzmässigkeiten mit grosser Deutlichkeit hervortreten. Jedenfalls darf man es als sicher hinstellen, dass $Si =$ oder $< R$ ist. Nur die Analyse XXVI widerspricht dem. In XIII, XXIX, XXX, XLVIII, L ist das Verhältnis genau oder nahezu 1 : 1, d. h. sie enthalten einen pyroxenischen Metallkern allein oder mit geringer Beimengung eines weiteren Metallkernes $R_2\,Si$ (Olivinkern). Dieser letztere ist ziemlich rein vorhanden in XV, LIII und LVIII. Neben demselben sind bedeutende Mengen freien Metalls erkennbar in LV, LVII und LX.

Sollte es Zufall sein, dass gerade die Tiefenformen dieser Magmen und nur sie reine Pyroxen-, reine Olivin-, reine Eisen- oder Olivin-Eisen- und Olivin-Pyroxengesteine abspalten? Mir scheint in dieser geologischen Thatsache eine bedeutsame Stütze für die Deutung zu liegen, die ich versuche der chemischen Constitution der Eruptivmagmen zu geben. Es bedarf nicht der Erwähnung, dass die in den ψ-Magmen neben den Kernen $(Na\,K)\,Al\,Si_2$ und $Ca\,Al_2\,Si_4$ vorhandenen Kerne $R\,Si$ und $R_2\,Si$ in geringeren Mengen auch in den Magmen δ, spurenweise in γ und φ vorkommen.

Die aus den Gabbromagmen sich entwickelnden Gesteine haben bei holokrystalliner Ausbildung höhere specifische Gewichte als die früher besprochenen Gesteine. Ihre Atomzahlen zeigen mit zunehmendem *Ca* abnehmende Werte, während die Zahl der Metallatome constant

geblieben ist oder eher ein wenig steigt. Ihr atomistischer *Si*-Gehalt geht nur ausnahmsweise über 53, die untere Grenze der Magmen δ.

Die Analyse XIV (Gabbro von Snarum) gehört wohl noch zu den ψ-Magmen. Sie wurde nur wegen des Verhältnisses $Mg+Fe > Ca+Na+K$, also wegen einer zunächst willkürlich gezogenen Grenze in die folgende Magmengruppe gestellt. Diese ist in hohem Grade einheitlich charakterisirt durch die Herrschaft der bisher nur untergeordnet auftretenden *Al*-freien Metallkerne. Mit dem *Al* verschwinden die Alkalimetalle und zuletzt auch sehr rasch der Kalk und alle Verhältnisse werden beherrscht durch den Antagonismus des *Mg* und *Al*, richtiger ausgedrückt durch die gegenseitige Unlöslichkeit der *Al*-haltigen und *Al*-freien Metallkerne jenseits gewisser Proportionen. Hierher gehören

	XIV	XVII	XVIII	XVI	XIX	XXXII	LII	LXI	LIV	LXIII
Si .	53·7	41·4	40·6	39·8	35·2	36·7	47·9	41·8	40·9	32·8
Al .	15·7	3·0	7·5	15·5	—	11·4	17·8	10·0	10·7	11·4
Fe .	8·7	11·3	15·6	5·7	6·4	9·0	10·2	15·4	14·1	11·4
Mg .	10·8	41·0	27·2	29·7	58·4	33·4	10·3	14·9	14·5	23·4
Ca .	7·4	3·3	7·6	8·2	—	6·1	8·3	12·9	13·5	15·7
Na .	3·3	—	0·4	0·7	—	2·4	4·2	4·3	4·9	5·3
K .	0·4	—	1·1	0·4	—	1·0	1·3	0·7	1·4	—
Sa. .	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0
AZ .	464	461	445	468	477	462	457	435	439	444
MAZ	176	190	179	188	204	190	178	178	178	184
sp. G.	—	3·23	2·82	—	3·295	2·96	2·93	2·83	3·11	3·04

Man erkennt schon aus diesen Zahlen, dass auch XVI (Olivinnorit vom Radauthal), XXXII (Pikritporphyrit von Söhle) und LII (Basalt von Bockenheim) besser unter die ψ Magmen eingereiht wären, wie denn auch der Limburgit (LXI), Hornblendebasalt vom Todtenköpfchen (LIV) und Melilithbasalt (LXIII) sehr stark dorthin tendiren.

Führen wir auch in dieser Gruppe, deren typische Glieder als Peridotitmagmen (π) bezeichnet werden mögen, die in der vorigen Gruppe durchgeführte Trennung in die feldspathbildenden, *Al*-haltigen Kerne und den Rest durch, so haben wir auf ganze Zahlen abgerundet:

		XIV	XVII	XVIII	XVI	XIX	XXXII	LII	LXI	LIV	LXIII
I	*Si* .	32	6	16	32	—	22	36	20	22	22
	Al .	16	3	8	16	—	11	18	10	11	11
	Ca .	6	1·5	3	7·5	—	4	6	2·5	2·5	3
	Na+*K*	4	—	2	1	—	3	6	5	6	5
II	*Si* .	22	35	25	8	35	15	12	22	19	11
	Ca .	1	1·5	5	1	—	2	2	10	11	13
	Mg .	11	41	27	30	58	33	10	15	15	23
	Fe .	9	11	16	6	6	9	10	15	14	11

Auch hier wieder besteht also der Rest entweder aus dem Kern *R Si*, wie in XIV, oder aus R_2 *Si*, wie in XVIII, LII, LIV und LXI, oder aus einer Mischung dieser, wie in XVII, oder endlich es findet sich ausser dem Kern R_2 *Si* noch freies Metall. Die Magmen π bilden die Fortsetzung der Magmen ψ; sie erlauben keine Ausscheidung freier Kieselsäure. Ihre Atomzahl hebt sich offenbar mit zunehmendem *Mg*. Dasselbe gilt für die Zahl der Metallatome, die in dem reinen Dunit ein Maximum erreicht. Das specifische Gewicht der hierher gehörigen Gesteine ist das höchste von allen Felsarten.

Die Analysen LV und LVII unter den ψ-Magmen zeigen eine nahe Verwandtschaft mit der kleinen Gruppe der Analysen LVI (Nephelintephrit von den Capverden, LIX (Nephelinit von ebendaher) und LXII (Augitit vom Madeiral), welche andererseits durch ihren hohen Alkaligehalt sich neben das Magma φ stellen.

	LVI	LIX	LXII
Si .	43·1	42·5	37·7
Al .	25·4	22·9	26·0
Fe .	7·3	5·5	6·4
Mg .	2·7	3·3	7·0
Ca .	6·3	7·8	10·8
Na .	11·3	15·7	10·1
K .	3·9	2·3	2·0
Sa .	100·0	100·0	100·0
AZ .	461	465	459
MAZ	184	188	186

Das Unterscheidende des hier vorliegenden Magmas (es heisse ϑ), welches nur vereinzelt in Tiefenform (Theralith) vorkommt, in Gang und Stromform ziemlich verbreitet ist, liegt gegenüber allen bisher

betrachteten Magmen darin, dass das *Si* nicht ausreicht, um das *Al* nach Art der feldspathbildenden Kerne $(Na\,K)\,Al\,Si_3$ und $Ca\,Al_2\,Si_4$ zu binden. Für die Alkalimetalle ist nach den gesammelten Erfahrungen eine andere Bindung nicht wohl anzunehmen. Ziehen wir den Kern $(Na\,K)\,Al\,Si_3$ heraus, so erhalten wir mit Abrundung auf ganze Zahlen folgende Reste:

	LVI	LIX	LXII
Si .	13	7	14
Al .	10	5	14
Fe .	7	6	6
Mg .	3	3	7
Ca .	6	8	11

Es fehlt an irgend welchen sicheren oder auch nur wahrscheinlichen Anhaltspunkten zur Deutung dieser Reste. Nimmt man an, dass in denselben die früher erkannten Kerne $R\,Si$ und $R_2\,Si$ steckten, so bliebe ein Spinellkern $R\,Al_2$ als wahrscheinlich über. Aber mit demselben Rechte könnte man den in den thonerdehaltigen Pyroxenen als vorkommend angegebenen Kern $R\,Al_2\,Si$ annehmen, nach dessen Abzug sich wieder die Kerne $R\,Si$ und $R_2\,Si$, zum Theile mit freiem Metall in LXII erkennen lassen würden. Für die letztere Deutung liesse sich anführen, dass die Pyroxene der hierher gehörigen Gesteine in gewissen Fällen als $Al_2\,O_3$-hältig nachgewiesen wurden.

Mir würde die hohe Basicität dieser Gesteine eine andere Vermuthung als näher gelegen erscheinen lassen. Man könnte nämlich wohl vermuthen, dass statt des Kernes $Na\,Al\,Si_3$ ein solcher von der Form $N\,Al\,Si$ (Nephelinkern), und in gewissen Fällen statt des Kernes $Ca\,Al_2\,Si_4$ ein solcher von der Form $Ca\,Al_2\,Si_2$ (Anorthitkern) in diesen Magmen aufträte. Diese Hypothese liesse sich durch manche Eigenthümlichkeit im Mineralbestande der ϑ-Gesteine wohl stützen, und schlösse sich am besten jener Thatsache an, die sich mir mit grosser Evidenz aus den vorhergehenden Erörterungen ergibt, dass nämlich das Aluminium der Gesteine durchweg in einem Feldspathkern gebunden ist.

Die Atomzahl der Gesteine aus dem Magma ϑ ist durchweg niedrig, ähnlich wie bei ψ, während die Zahl der Metallatome nahezu die für die Magmen φ und γ charakteristischen Werte erreicht.

Mit derjenigen Sicherheit, welche überhaupt ohne experimentelle Prüfung erreichbar ist, scheint mir aus den obigen Darlegungen hervorzugehen, dass die den Eruptivgesteinen zu Grunde liegenden Magmen durch Spaltung eines Urmagmas entstehen, bei welcher in nahezu vollkommener Reinheit die Magmen φ (Eläolithsyenit) und π (Peridotit) einen Metallkern $(Na\,K)\,Al\,Si_2$ und $R_2\,Si$, beziehungsweise $R\,Si$ enthalten. Diese Legirungen oder Verbindungen, wie sie nun auch zu nennen seien, sind offenbar in einander unlöslich; das geht aus der Thonerdefreiheit der reinen Peridotite und aus dem nahezu vollständigen Fehlen der zweiwertigen Metalle in den Eläolithsyeniten hervor. Der Alkalifeldspathkern $(Na\,K)\,Al\,Si_2$ besitzt die Fähigkeit und Neigung Si zu lösen, und liefert dadurch die reingranitischen Magmen γ. Ueberdies dürfen wir demselben Alkalifeldspathkern die Fähigkeit zuschreiben, sich in wechselnden Mengen mit einem Metallkern $Ca\,Al_2\,Si_4$ gegenseitig zu lösen. Je nach den relativen Mengen dieser beiden wichtigsten Kerne entstehen aus ihren Lösungen die granitodioritischen Magmen δ und die Gabbromagmen ψ. In demselben Masse, in welchem der Kern $Ca\,Al_2\,Si_4$ án Menge wächst, nimmt die Lösungsfähigkeit dieser Magmen für die Al-freien Metallkerne bis zu einer gewissen Grenze zu, welche nach den bisher bekannt gewordenen Gesteinsanalysen nicht überschritten wird.

Die wenigen, im Vorhergehenden abgeleiteten Metallkerne der Eruptivgesteine genügen vollständig zur Ableitung der wichtigsten Mineralgemengtheile der Eruptivgesteine. Der Kern $(Na\,K)\,Al\,Si_2$ ergibt direct und durch Spaltung den Leucit $K\,Al\,Si_2$, den Nephelin $Na\,Al\,Si$, den Orthoklas $K\,Al\,Si_3$, den Albit $Na\,Al\,Si_3$ und das Glimmermolekül $K\,Al\,Si$, sowie die alkalihältigen Pyroxene und Amphibole $Na\,Fe\,Si_2$ (Aegirin und Riebeckit) durch Vertretung des Al durch Fe. In Verbindung mit dem Kern $Ca\,Al_2\,Si_4$ liefert derselbe erstgenannte Kern die sämmtlichen Plagioklase, indem ein Theil des Si des Kernes $Ca\,Al_2\,Si_4$ zu dem Kern $Na\,Al\,Si_2$ herantritt; es ist $Ca\,Al_2\,Si_4 + 2\,Na\,Al\,Si_2 = Ca\,Al_2\,Si_2$ (Anorthit) $+ 2\,Na\,Al\,Si_3$ (Albit). Die Möglichkeit und Nothwendigkeit der Pyroxen- und Amphibolbildung, sowie die Entstehung des Glimmermoleküls $Mg_{12}\,Si_6$ liegt in den nachgewiesenen Al-freien Kernen unmittelbar vor.

Sieht man sich nach unwiderleglichen Beweisen für die Richtigkeit der entwickelten Anschauungen um, so dürften solche vielleicht

von folgenden Gesichtspunkten aus zu finden sein. Es ist kaum anders anzunehmen, als dass durch die ersten Hauptspaltungen eines Urmagmas die Theilmagmen entstehen, welche uns in geologischer Gestaltung in den Tiefengesteinen vorliegen. In diesen werden weitere, man könnte sagen secundäre Spaltungen sich vollziehen, deren Producte wir in den zugehörigen Ergussgesteinen haben. Die chemischen Beziehungen der Quarzporphyre und Granite, auf welche bereits oben hingewiesen wurde, lassen darüber kaum einen Zweifel. Solche Secundärspaltungen erklären auch viel besser und einwandfreier die chemischen Verschiedenheiten der analogen Tiefengesteine und Ergussgesteine überhaupt, als die bei früherer Gelegenheit von mir ausgesprochene Vergleichung der höheren und tieferen Theile einer lange Zeit sich selbst überlassenen Lösung.

Wenn wir daher zu einer mannigfach gegliederten Ergussformation, wie sie etwa in der reich entwickelten Keratophyr-Diabasreihe des Harzes und anderer Gebiete vorliegt, das zugehörige Tiefengestein kennten, so müsste die Vergleichung des chemischen Bestandes dieses und seiner Gefolgschaft von Ergussgesteinen Aufschluss über die Gesetze der Magmenspaltung geben. Nun sind aber der Natur der Sache nach nur selten oder kaum je die zu einer Effusivformation gehörigen Tiefengesteine sicher und einwurfslos bekannt und man wird also diesen Weg nicht wohl einschlagen können.

Dagegen kann an der geologischen und genetischen Zusammengehörigkeit gewisser Tiefengesteine und ihrer gangförmigen Begleitschaft kein Zweifel obherrschen. Hier also wird der Hebel anzusetzen sein, um die auf den vorstehenden Seiten aus der Constitution der Eruptivgesteine entwickelten Spaltungsgesetze zu prüfen. Das ist auch der Grund, warum in dieser ersten Mittheilung auf die Ganggesteine keine Rücksicht genommen wurde.[1])

[1]) Beiläufig sei bemerkt, dass ich in den sogenannten gemischten Gängen, das heisst in dem Auftreten zweier verschiedener Gesteinstypen in ein und derselben Gangspalte, weitere Beweise für die von mir entwickelte Auffassung sehe. Die gewöhnliche Erklärung dieses Phänomens, welches besonders Bücking in Thüringen genau beschrieben hat, und welches ich unter Brögger's Führung im Christianiafjord kennen lernte, durch wiederholtes Aufreissen derselben Spalte und wiederholte Injection scheint mir nach den vorliegenden Beschreibungen und der eigenen Beobachtung nicht zutreffend.

In den diesen Darlegungen beigefügten Tabellen wurden die Atomzahlen und Metallatomzahlen angeführt, welche sich durch Rechnung aus der procentischen Zusammensetzung der Gewichtseinheit der Gesteine finden lassen. Diese sind natürlich bedingt durch die in einem Gestein enthaltenen Verbindungen und Stoffmengen. Es ist nicht ohne Interesse, zu untersuchen, in welchen Beziehungen die aus den Gesteinsanalysen I—LXIII berechneten Werte *AZ* und *MAZ* zu den aus den darin nachgewiesenen Kernen und ihren Oxyden zu findenden Werten stehen. Für die letzteren berechnet sich:

	%	*Mol.*	*AZ*	*MAZ*
Na_2O	15·3	24·75	74·2	49·5
Al_2O_3	25·2	24·75	133·8	49·5
$4SiO_2$	59·5	99·00	297·0	99·0
	100·0	148·5	505·0	198·0

	%	*Mol.*	*AZ*	*MAZ*
K_2O	21·5	22·9	68·7	45·8
Al_2O_3	23·5	23·0	115·0	45·9
$4SiO_2$	55·0	91·7	275·1	91·7
	100	137·6	458·8	183·4

CaO	14·1	25·1	50·2	25·1
Al_2O_3	25·6	25·1	125·5	50·2
$4SiO_2$	60·3	100·4	301·2	100·4
	100·5	150·6	476·9	175·7

$2MgO$	57·1	142·7	285·4	142·7
SiO_2	42·9	71·3	213·9	71·3
	100·0	214·0	499·3	214·0

$2FeO$	70·6	98·1	196·2	98·1
SiO_2	29·4	49·1	147·3	49·1
	100·0	147·2	343·5	147·2

CaO	48·3	86·2	172·4	86·2
SiO_2	51·7	86·2	258·6	86·2
	100·0	172·4	431·0	172·4

MgO	40·0	100·0	200·0	100·0
SiO_2	60·0	100·0	300·0	100·0
	100·0	200·0	500·0	200·0

FeO	54·5	75·8	151·6	75·8
SiO_2	45·5	75·8	227·4	75·8
	100·0	151·6	379·0	151·6

	%	*Mol.*	*AZ*	*MAZ*
SiO_2	100·0	166·7	500·1	166·7

Die Werte für *AZ* und *MAZ* liegen demnach bei den untersuchten Gesteinen und den aus ihnen berechneten Kernen in denselben Grenzen, nur sind natürlich die Unterschiede grösser bei den Kernen (*AZ* 505—344, *MAZ* 214—152) als bei ihren Mischungen (*AZ* 502—433, *MAZ* 204—175). Von vornherein war es indessen wohl nicht zu erwarten, dass die Schwankungen in den Werten für *AZ* und *MAZ* so geringe sein würden, wie sie in Wirklichkeit sind. Zumal *MAZ* erweist sich nach Abzug sehr weniger extremer

Fälle als nahezu constant. Wäre diese Constanz im Werte von *MAZ* wirklich vorhanden, so wäre sie der Ausdruck für die auffallende Thatsache, dass die Gewichtseinheit aller Eruptivgesteine die gleiche Anzahl von Metallatomen enthielten. Der Verlockung zur speculativen Verfolgung dieses Themas wird man zunächst widerstehen müssen.

Zu Anfang dieser Mittheilungen stellten wir noch die Frage auf: „Wie lässt sich die stoffliche Verschiedenheit der Eruptivmassen an ein und demselben Eruptivcentrum erklären?“ Die Antwort ergibt sich von selbst aus den vorhergehenden Deductionen. Wo im tiefen Schooss der Erde spaltungsfähige Magmen vorhanden sind und durch geotektonische Vorgänge zu geologischer Gestaltung gelangen, da werden wir im Gebiete desselben Eruptivcentrums mannigfache Gesteinsbildung sich vollziehen sehen. Wo dagegen sehr reine und dadurch spaltungsunfähige Magmen, oder aber, wo Lösungen verschiedener Magmenkerne in einander unter sehr festen Verhältnissen in der Tiefe vorhanden sind, da werden allenthalben innerhalb desselben Eruptivgebiets und in jedem Zeitpunkt derselben Eruptivperiode stets die gleichen Gesteinsmassen zu Tage gefördert werden und in der Tiefe krystallisiren.

Heidelberg, Herbst 1889.

Uebersicht der Analysen.

I. Albitgranit. Bühlberg bei Eibenstock. Knop, Erläuterungen zur Section Schneeberg der Specialkarte des Königr. Sachsen. Leipzig 1883, 10.

II. Albany-Granite. White Mountains, New-Hampshire U. S. A. G. W. Hawes, Amer. Journ. 1881, XXXI, 21.

III. Granitit. Bobritzsch. Rube, Erläuterungen zur Sect. Freiburg der geol. Specialkarte des Königr. Sachsen. Leipzig 1887, 51.

IV. Granitit. Landsberg bei Barr. Rosenbusch, Steiger-Schiefer etc. Strassburg 1877, 147.

V. Amphibolgranitit. Hohwald. Unger, Ibidem, pag. 167.

VI. Syenit. Plauen'scher Grund. Zirkel, Pogg. Ann. 1864, CXXII, 622.

VII. Augitsyenit. Farrisvand bei Laurvig. Merian, Studien an gesteinsbildenden Pyroxenen. L. J. B. B. III. 1884, 266.

VIII. Elaeolithsyenit. Ditró. Fellner, Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1867, 286.

IX. Elaeolithsyenit. Serra de Monchique. Jannasch, L. J. 1884, II, 13.

X. Tonalit. Avio-See. G. vom Rath, Z. D. G. G. 1864, XVI, 257.

XI. Banatit. Dognacska. Niedzwiedzki, T. M. M. 1873, 256.

XII. Diorit. N. v. Gerdsdyn. Tydjesocken. Törnebohm, Sveriges geol. Undersökning. Bl. Åmål. 1870, 31.

XIII. Diorit. Schwarzenstein bei Barr. Van Werveke, Rosenbusch, Steiger-Schiefer etc. 334.

XIV. Gabbro. Lofthus bei Snarum. Kjerulf, L. J. 1862, 144.

XV. Gabbro. Radauthal. Streng, L. J. 1862, 966.

XVI. Olivinnorit. Radauthal. Streng, L. J. 1862, 540.

XVII. Lherzolith. Monti di S. Vittore. Cossa, Ricerche chim. e microscop. Torino 1881.

XVIII. Amphibolpikrit. Schriesheim. C. W. C. Fuchs, L. J. 1864, 329.

XIX. Dunit. Dun Mountains. Reuter, Z. D. G. G. 1864, XVI, 341.

XX. Quarzkeratophyr. Mt. Elizabeth. Omeo, Australien. Howitt, The rocks of Noyang. Roy. Soc. Victoria. 1883. 25. (Ist ein Gang, wurde aber den anderen Analysen vorgezogen, weil von frischerem Material.)

XXI. Quarzporphyr. Grosse Knollen. Lauterberg. a. H. Michaelis. J. Roth, Beiträge. 1869, L.

XXII. Vitrophyr. Meissen. Lemberg. Z. D. G. G. 1877, XXIX, 508.

XXIII. Rhombenporphyr. Spitze des Vettakolln. Kjerulf, Silurbecken von Christiania. Das Gestein bildet einen Gang, es wurde aber diese Analyse derjenigen des Deckengesteins vom Kolsaas vorgezogen, weil das Material frischer war.

XXIV. Vitrophyrit. Kornberg bei Erbendorf. Gümbel, Ostbayr. Grenzgebirge. 1868, 423.

XXV. Enstatitporphyrit. Carhope on Coquet. Petersen, Unters. an Enstatitporphyr. aus den Cheviot-Hills. Kiel 1884, 36.

XXVI. Augit-Hornblendeporphyrit. Unkersdorf. Sachsen. Bruhns, Z. D. G. G. 1886, XXXVIII. 752.

XXVII. Augitvitrophyrit. Weiselberg bei St. Wendel. G. vom Rath, Z. D. G. G. 1864, XVI, 503.

XXVIII. Labradorporphyrit. Rimbachthal. Vogesen. A. Osann, Beitrag zur Kenntnis der Labradorp. d. Vog. Strassburg 1887, 29.

XXIX. Melaphyr. Hořensko. Böhmen. Bořicky, Petrogr. Stud. an den Melaphyrgest. Böhmens. 1876, 58.

XXX. Salitdiabas. Halleberg. Schweden. A. Merian, L. J. B. B. III, 1884, 289.

XXXI. Olivindiabas. Kinnekulle. Schweden. Streng. Z. D. G. G. 1858, X, 175.

XXXII. Pikritporphyrit. Söhle bei Neutitschein. Tschermak, Porphyrgesteine Oesterreichs. 1869, 246.

XXXIII. Felsoliparit. Telkibanya Ostende. K. v. Hauer, Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1866, 99.

XXXIV. Felsoliparit. Ravin de l'Usclade. Auvergne. (Bonhorst.) A. v. Lasaulx, L. J. 1872, 341. (Gang.)

XXXV. Felsoliparit. Steinmeer. Eisenbacher Thal bei Vichnye. K. v. Hauer, l. c. 1868, 386.

XXXVI. Pantellerit. Cuddia Mida. Pantelleria. Förstner, Z. X. 1883, VIII, 182.
XXXVII. Trachyt. Scarrupata. Ischia. G. vom Rath, Z. D. G. G. 1866, XVIII, 623. (Akmit-Trachyt.)
XXXVIII. Trachyt. Monte Amiata. J. F. Williams, Ueber den Monte Amiata. Stuttgart 1887, 33. (Drachenfels-Typus.)
XXXIX. Trachyt. Bolsena. Steinbruch Massini. G. vom Rath, Z. D. G. G. 1868, XX, 291.
XL. Trachyt. Arso-Strom. Ischia. Abich cf. Fuchs, Isola d'Ischia. 1872, 38.
XLI. Phonolith-Obsidian. Alta vista. Teneriffa. Abich, Vulcan. Erscheinungen 1841, 62 und 71.
XLII. Phonolith. Fernando de Norouha. C. W. Gümbel, T. M. P. M. 1879, 189.
XLIII. Leucitophyr. Olbrück. G. vom Rath, Z. D. G. G. 1864, XVI, 106.
XLIV. Hyalodacit. Lassen's Peak. Cal. Hague & Iddings, Amer. Journ. 1883, XXVI, 232.
XLV. Dacit. Nagy-Sebes. Doelter, T. M. M. 1873, 93.
XLVI. Amphibolandesit. Monte Tajumbina. Höpfner, L. J. 1881, II, 189.
XLVII. Hypersthen-Andesit. Mount Shasta. Hague & Iddings, Amer. Journ. 1883, XXV, 230 (Shimer). Bimsstein.
XLVIII. Amphibol-Andesit. Gunung Patua. Proelss, L. J. 1864, 432.
XLIX. Hypersthen-Andesit. Buffalo Peak. Ch. W. Cross, Amer. Journ. 1883, XXV, 142 (Hillebrand).
L. Basalt. Breitfirst. Frauenberg zw. Heubach und Sparhof. Fr. Knapp, Dolerit. Gest. d. Frauenberg. Würzburg 1880, 15.
LI. Basaltlava. Aetna-Eruption von 1865. Mitte des Ausbruchs. Silvestri. J. Roth, Beiträge. 1869, CXXVIII.
LII. Basalt, olivinfrei. Bockenheim. Hornstein, Z. D. G. G. 1867, XIX, 315.
LIII. Basalt, Fingalshöhle. Staffa. Streng. J. Roth, Tabellar. Uebersicht. 1861, 43.
LIV. Hornblendebasalt, Todtenköpfchen. SW. Gersfeld. Rhön. Sommerlad, L. J. B. B. 1882, II, 155.
LV. Leucitbasanit. Durchschnitt der Zusammensetzung der Vesuvlaven bis 1868 nach Fuchs, L. J. 1869, 171.
LVI. Nephelintephrit. Pico da Cruz. S. Antao. Doelter, Die Capverden. 1882, 35. (Kertscher.)
LVII. Leucitit. Capo di Bove. Bunsen. J. Roth, Beiträge. 1869, CII.
LVIII. Leucitbasalt. Forstberg. G. Bischof, Chem. Geologie. Suppl. 1871, 137.
LIX. Nephelinit. S. Antao. Doelter, l. c. 60.
LX. Nephelinbasalt. Rosskopf bei Darmstadt. Petersen, L. J. 1868. 36.
LXI, Limburgit. Limburg. Kaiserstuhl. Rosenbusch, L. J. 1872, 54.
LXII. Augitit. Madeiral. S. Vicente. Doelter, l. c. 76.
LXIII. Melilithbasalt. Stelzner, L. J. B. B. II 1882, 398 (Meyer).

X
·8
—
—
·4
·4
—
—
—
·6
—
·2
·295

Tabelle I.

Anmerkungen.

Ad I. In der Analyse wurde Thonerde und Eisen nicht getrennt, sondern zusammen zu 14·21 Procent bestimmt. Die Abscheidung von 2 Procent Eisenoxyd geschah nach dem Durchschnittsgehalte der alkalireichen Granite.

„ IX Die 1 Procent Sonst = 1 Procent TiO_2.

„ XIII. „ 1 „ „ = 0·6 „ TiO_2 und 0·4 Procent P_2O_5.

„ XIV. „ 3·7 „ „ = 3·7 „ TiO_2.

„ XV. „ 2·7 „ „ = 1·8 „ TiO_2, 0·4 Procent P_2O_5 u. s. f.

„ XXII. Die Analyse gibt nur die Summe von Al_2O_3, Fe_2O_3 und FeO zu 12·99 Procent. Nach sämmtlichen Analysen des Vorkommens beträgt der Gehalt von Fe_2O_3 sehr nahezu 1 Procent. Darnach wurde die Trennung vorgenommen.

„ XXX. Die 1·4 Procent Sonst enthalten 1·2 Procent TiO_2.

„ XXXII. „ 1·8 „ „ sind CO_2.

„ L. „ 2·8 „ „ enthalten 2·1 TiO_2.

„ LII. „ 2·7 „ „ „ 2·2 TiO_2.

„ LIV. „ 1·8 „ „ „ 0·5 TiO_2 und 1·3 P_2O_5.

„ LX. „ 3·2 „ „ „ 1·8 TiO_2 und 1·3 P_2O_5.

„ LXIII. „ 3·5 „ „ „ 0·6 Procent TiO_2, 1·4 P_2O_5 und 1·4 CO_2.

I	LIV	LV	LVI	LVII	LVIII	LIX	LX	LXI	LXII	LXIII
·8	42·7	48·3	47·4	45·9	40·3	47·0	40·5	42·8	41·0	33·9
·8	9·4	19·6	23·7	18·7	11·6	21·6	14·9	8·7	24·2	9·9
-	11·6	—	6·8	—	21·8	8·1	1·0	—	9·5	15·6
2	7·2	10·9	3·5	10·7	—	—	11·2	18·9	—	—
8	10·1	4·1	2·0	5·7	7·6	2·5	8·0	10·1	5·1	16·1
9	13·2	9·4	6·5	10·6	11·1	8·0	14·6	12·3	11·0	15·2
5	2·7	3·3	6·4	1·7	1·4	8·9	2·9	2·3	5·7	2·9
9	1·2	5·3	3·3	6·8	4·2	2·0	2·0	0·6	1·8	—
4	1·1	—	1·7	0·6	0·3	2·1	1·4	4·0	1·6	2·9
-	1·8	—	—	—	—	—	3·2	0·3	—	3·5
3	101·0	100·9	101·3	100·7	98·3	100·2	99·7	100·0	99·9	100·0
96	3·11	—	—	—	2·94	—	3·04	2·83	—	3·04

Tabelle II.

V	LV	LVI	LVII	LVIII	LIX	LX	LXI	LXII	LXIII
·6	47·9	47·6	45·8	41·1	47·9	42·6	44 7	41·7	36·2
·6	19·4	23 8	18·7	11·8	22·0	15·7	9·1	24·6	10 6
·8	—	6·9	—	22·3	8·3	1·0	—	9·7	16·7
·3	10·8	3·5	10·7	—	—	11·8	19·8	—	—
·3	4·1	2 0	5·7	7·8	2·5	8·4	10·6	5·2	17·2
·5	9·3	6·5	10·6	11·3	8·2	15·4	12·8	11·2	16·2
·7	3 3	6·4	1·7	1·4	9·1	3·0	2·4	5·8	3·1
·2	5·2	3·3	6·8	4·3	2·0	2·1	0·6	1·8	—
·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0
·11	—	—	—	2·94	—	3·04	2·83	—	—

95

LIV
46·8
6·1
4·8
6·5
16·7
15·5
2·8
0·8
100·0
155·1
3·11

Tabelle III.

)5

LIV	LV	LVI	LVII	LVIII	LIX	LX	LXI	LXII	LXIII
46·8	52·7	55·7	49·9	48·7	55·3	44·7	45·2	48·4	38·2
6·1	12·5	16·4	12·0	8·2	14·9	9·7	5·4	16·7	6·6
4·8	—	3·0	—	9·9	3·6	0·4	—	4·2	6·6
6·5	9·9	3·4	9·7	—	—	10·3	16·7	—	—
16·7	6·8	3·5	9·5	13·9	4·3	13·2	16·1	9·0	27·2
15·5	11·0	8·2	12·4	14·4	10·2	17·3	13·9	13·9	18·3
2·8	3·5	7·3	1·8	1·6	10·2	3·0	2·3	6·5	3·1
0·8	3·6	2·5	4·7	3·3	1·5	1·4	0·4	1·3	—
100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0
155·1	151·5	142·3	152·9	140·6	144·2	158·9	164·7	144·0	158·0
3·11	—	—	—	2·94	—	3·04	2·83	—	3·04

5

LIV	
40·9	
10·7	
14·1	
14·5	
13·5	
4·9	
1·4	
100·0	10
439	45
178	18
3·11	

Tabelle IV.

5

LIV	LV	LVI	LVII	LVIII	LIX	LX	LXI	LXII	LXIII
40·9	44·0	43·1	42·1	39·6	42 5	39·0	41·8	37·7	32·8
10·7	20·9	25·4	20·3	13 3	22·9	17 0	10·0	26·0	11·4
14·1	8 3	7·3	8·2	16·1	5·5	9·7	15·4	6·4	11·4
14·5	5·7	2·7	8 0	11·3	3·3	11·5	14·9	7·0	23·4
13·5	9·2	6·3	10·5	11·7	7·8	15 1	12·9	10·8	15·7
4·9	5·9	11·3	3·0	2·6	15·7	5·2	4·3	10·1	5·3
1·4	6·0	3·9	7·9	5·4	2·3	2 5	0·7	2·0	—
100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0
439	451	461	477	433	465	444	435	459	444
178	181	184	181	173	188	182	178	186	184
3·11	—	—	—	2·94	—	3·04	2·83	—	3·04

X. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

Bäckström H.: Krystallform und optische Constanten des Hydrokarbostyrils. — Bihang till k. Svenska Vet.-Akad.-Handlingar. Bd. 14, Afd. II, Nr. 4.

Ebner V. v.: Das Kirschgummi und die krystallinischen Micelle. — Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. z. Wien. XCVIII.

Goldschmidt V.: Projection auf eine andere als die normale Ebene. — Zeitschr. f. Krystallogr. etc. XVII, 2, 1889.

Derselbe: Chemisch-mineralogische Betrachtungen. — Zeitschr. f. Krystallogr. etc. XVII, 1, 1889.

Hecht B.: Ueber die Bestimmung der optischen Verhältnisse zweiaxiger Krystallplatten. — N. Jahrb. f. Min. Beil. Bd. VI, 1889.

Lehmann O.: Ueber das Wandern der Jonen bei geschmolzenem und festem Jodsilber. — Ann. d. Phys. u. Chemie. Bd. 38.

Derselbe: Ueber Elektrolyse gemischter Lösungen. — Zeitschr. f. phys. Chemie. IV, 5.

Derselbe: Ueber fliessende Krystalle. — Ebenda. IV, 4.

Liebisch Th.: Ueber thermoelektrische Ströme in Krystallen. — Nachr. v. d. k. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. Nr. 20, 1889.

Mauro Fr.: Ancora dei fluossimolibdati ammonici. — Rendic. d. R. Acc. d. Lincei. Vol. V, Sem. 2, Fasc. 11.

Mügge O.: Ueber elektrolytisch abgeschiedene Kupferkrystalle. — Verh. d. nat. Ver. Jahrg. 46, 5. Folge, Bd. VI.

Derselbe: Ueber homogene Deformationen (einfache Schiebungen) an dem triklinen Doppelsalz $Ba\,Cd\,Cl_4 . 4\,aq$. — N. Jahrb. f. Min. Beil. Bd. VI.

Derselbe: Ueber durch Druck entstandene Zwillinge von Titanit nach den Kanten [110] und [1$\bar{1}$0]. — N. Jahrb. f. Min. 1889, Bd. II.

Negri G. B.: Studio cristallografico dell' etere metilico dell' acido α-carbopirrolico, dell' acido pirroglutamico, dell' etere tetrametil pirrol monocarbonico. — Rivista di Mineralogia e Cristallografia Italiana. Vol. IV.

Schrauf A.: Ueber die Verwendung einer Schwefelkugel zur Demonstration singulärer Schnitte an der Strahlenfläche. — Annalen der Physik und Chemie. Neue Folge, Bd. XXXVII, 1889.

Schürmann E.: Ueber die Verwandtschaft der Schwermetalle zum Schwefel. (Inaug.-Diss. Tübingen.) Barmen 1888.

Struever G.: Sulle leggi di geminazione e le superficii di scorrimento nella ematite dell' Elba. — Reale Accademia dei Lincei. Vol. IV, 2. Sem. — Serie 4 a. — Rendiconti, 1888.

Wislicenus J.: Ueber die räumliche Anordnung der Atome in organischen Molekülen und ihre Bestimmung in geometrisch-isomeren ungesättigten Verbindungen. — (2. Abdruck.) Abh. d. math.-physik. Classe d. k. Sächs. Ges. d. Wiss. XIV. Bd., Nr. I, Leipzig, Hirzel, 1889.

Wulff L.: Nachträge zur Krystallisation des Zuckers. — Zeitschr. f. Rübenzucker-Industrie. Jahrg. XXXVIII.

Zepharovich V. von: Die Krystallformen einiger organischer Verbindungen. — Zeitschr. f. Krystallogr. etc. XV, 2, 3.

Mineralogie.

Artini E.: Contribuzioni alla mineralogia dei vulcani cimini. — R. Acad. d. Lincei. CCLXXXVI, 1889.

Becker A.: Zwei Glimmeranalysen. — Zeitschr. f. Krystallogr. XVII, H. 2.

Bombicci L.: Errata-corrige per un manuale di mineralogia e per la recensione di questo fatta da un professore di università. Bologna 1889.

Cohen E.: Ueber den Granat der südafrikanischen Diamantfelder und über den Chromgehalt der Pyrope. — Mittheilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Neuvorpommern und Rügen. 20. Jahrg., 1888.

Diller J. S.: Mineralogical Notes. 1. Dumortierite from Harlem N. Y. and Clip, Arizona. 2. Supplementary note on the Peridotite of Ellioth Co., Ky.; 3. Gehlenite in a Furnace Slag. Am. Journ. of Sc. XXXVII.

Groth S.: Tabellarische Uebersicht der Mineralien, nach ihren krystallographisch-chemischen Beziehungen geordnet. — III. Aufl., Braunschweig 1889.

Hauer Dr. Franz Ritter von: Jahresbericht für 1888. — Annalen des k. k. naturhistorischen Hof-Museums, Bd. IV, 1889.

Derselbe: Allgemeiner Führer durch das k. k. naturhistorische Hof-Museum. Wien 1889.

Jacobi G. H.: Der Mineralog Georgius Agricola und sein Verhalten zur Wissenschaft seiner Zeit. Ein Beitrag zur Geschichte der Wissenschaften im Reformationszeitalter. — Werdau i. S. Kurt Anz.

Krasz Dr. M. u. Landois Dr. H. Das Mineralreich in Wort und Bild für den Schulunterricht in der Naturgeschichte. — M. 87 Abb. IV. Aufl. Freiburg (im Breisgau) 1889. Herder.

Derselbe: Lehrbuch für den Unterricht in der Mineralogie. (Für Gymnasien, Realgymnasien und andere höhere Lehranstalten bearbeitet.) — M. 108 Abb. und 3 Tafeln Krystallformennetze. Freiburg i. Br., 1889, Herder.

Krenner J. A.: Wasserhelle Zinkblende aus Schweden. Ueber den Pseudobrookit vom Vesuv. — Separatabdruck aus dem „Földtani Közlöny". XVIII. Bd. 1888.

Derselbe: Ueber den Akanthit. — Gelesen in der Sitzung der Akademie vom 14. Februar 1887, Budapest.

Lemberg J.: 1. Zur Kenntnis der Bildung und Umwandlung von Silicaten. — Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1888.

Leuze A.: Die Mineralien und Pseudomorphosen des Roseneggs. — (Inaug.-Diss. Tübingen.) Stuttgart 1889.

Meyer A. B.: El succino de origen español. — Anal. de la Soc. Esp. de Hist. Nat. Tomo XVIII, 1889.

Derselbe: Nephrit in Schlesien schon zu Linné's Zeit bekannt. — Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1889, II.

Miers H. A.: Beiträge zur Kenntnis des Pyrargyrit und Proustit mit Analysen von G. T. Prior. Taf. IV, V und 1 Holzschnitt. — Zeitschr. f. Krystallogr. etc. XV, 2, 3, 1889.

Miers H. A. und Prior G. T.: Ueber einen antimonhältigen Proustit. — Zeitschr. f. Krystallogr. XIV, 2, 3, 1888.

Retgers J. W.: Ueber schwere Flüssigkeiten zur Trennung von Mineralien. — N. Jahrb. f. Min. 1889, Bd. II.

Derselbe: Die Bestimmung des specifischen Gewichtes von in Wasser löslichen Salzen. II. — Zeitschr. f. physik. Chemie. IV, 2.

Rinne F.: Ueber Gismondin vom Hohenberg bei Bühne in Westfalen. — Sitzungsbericht d. königl. preuss. Akad. d. Wissensch. in Berlin. 1889, XLVI.

Ross W. A.: Das Löthrohr in der Chemie und Mineralogie etc. — Nach der II. Auflage in's Deutsche übertragen von Dr. B. Kosmann. — Leipzig, Quandt u. Handel, 1889.

Scacchi Arch.: Catalogo dei minerali e delle roccie Vesuviane per servire alla storia del Vesuvio ed al commercio dei sui prodotti. — Atti del istituto d'incorragiamento di Napoli 1889, Vol. I, Ser. 4a.

Struever Giovanni: Ulteriori Osservazioni sui giacimenti minerali di Val d'Ala in Piemonte. II. L'idocrasio del banco d'idocrasio vel serpentino della testa ciarva al piano della Mussa. — Reale accademia dei Lincei 1888.

Zimányi Carl: Krystallographische Untersuchungen. I. Drei Anglesite aus Amerika. II. Ueber zwei salzburgische Epidote. — Földtani Közlöny. XVIII. Bd., 1888.

Derselbe: Krystallographische Untersuchungen des Baryts und Coelestins vom Dobogó-Berge. — Math. u. naturw. Ber. aus Ungarn. Bd. VI, 1889.

Geologie und Petrographie.

Barrois C.: Note sur l'existence du genre Oldhamia dans les Pyrénées. — Annales de la société géologique du nord. XV, pag. 154, 1888.

Böhme: Untersuchungen von natürlichen Gesteinen auf Feuchtigkeit, specifisches Gewicht, Härtegrad, Wasseraufnahme, Cohäsionsbeschaffenheit und Wetterbeständigkeit. — Mittheil. a. d. k. techn. Versuchsanstalten zu Berlin 1889.

Brauns R.: Eine einfache Methode, Methylenjodid zu klären. — N. Jahrb. f. Min. 1888, I.

Cohen E.: Das obere Weilerthal und das zunächst angrenzende Gebirge. — Mit einer geologischen Karte. Abhandlungen zur geologischen Specialkarte von Elsass-Lothringen. Bd. III, Heft III, Strassburg 1889.

Derselbe: Ueber eine verbesserte Methode der Isolirung von Gesteinsgemengtheilen vermittelst Flusssäure. — Mittheil. d. naturw. Ver. für Neupommern und Rügen. 20. Jahrg. 1888.

Cross W.: The Denver Tertiary Formation. — American Journal of Science. Vol. XXXVII, April 1889.

Curie J. und Flamand G.: Étude succincte sur les roches éruptives de l'Algérie. — Observations préliminaires.

Danzig E.: I. Bemerkungen über die Gneisse im Granulit des sächsischen Mittelgebirges. Nachtrag zu der Abhandlung: Ueber die eruptive Natur gewisser Gneisse etc. — Mittheil. a. d. mineral. Inst. d. Univ. Kiel. I, H. 2.

Felix J. und Lenk H.: Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexiko. — I. Theil, m. 1 Lichtdruck u. 3 Taf. Leipzig, Felix, 1890.

Frič Ant.: Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation. Paläontologische Untersuchung der einzelnen Schichten. IV. Die Teplitzer Schichten. — Arch. d. wiss. Landesdurchf. v. Böhmen. VII. Bd., Nr. 2, 1889.

Gümbel v., C. W.: Kurze Erläuterungen zur geognostischen Karte des Königreiches Bayern (zu den Blättern): XIII. Bamberg, XIV. Neumarkt, XV. Ingolstadt, XVI. Nördlingen. — Cassel 1887/8, sammt Karten.

Hatch F. H.: On the lower Silurian Felsites of the south-east of Ireland. — Geol. Mag. Dec. III, Vol. VI.

Hibsch J. E.: Der Doleritstock und das Vorkommen von Blei- und Silbererzen bei Rongstock im böhmischen Mittelgebirge — Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1889, Nr. 11.

Hilber V.: Erratische Gesteine des galizischen Diluviums. — Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. Bd. 98.

Derselbe: Geologische Küstenforschungen zwischen Grado und Pola am adriatischen Meere, nebst Mittheilungen über ufernahe Baureste. — Ebenda.

Iddings J. Paxs.: On the crystallization of igneous rocks. — Phil. Soc. of Washington. Bull. Vol. XI.

John, C. v.: Ueber die Gesteine des Eruptivstockes von Jablanica an der Narenta. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 38. Bd., 1. u. 2. Heft, 1888.

Judd J. W.: Statical and dynamical Metamorphism. — Geolog. Mag. Dec. III, Vol. VI, 1889.

Derselbe: On the processes by which a Plagioclasefelspar is converted into a Scapolite. — The Mineral. Mag. Vol VIII, Nr. 39.

Lenk H.: Neues aus Mexiko. Brief des Herrn Dr. Lenk an Herrn Professor von Sandberger. — Sitzungsber. d. Würzburger Phys.-med. Gesellschaft. 1888.

Lenk H., siehe Felix.

Lossen K. A.: Hypersthen-Quarzporphyr aus dem Harz. — Zeitschr. d. Deutschen geolog. Gesellschaft Bd. XL, Heft 1, 1888.

Moser L. C.: Die Eishöhlen des Tarnowaner und Birnbaumer Waldgebirges. — Zeitschr. d. D. u. Oest. Alpenver. Bd. XX, 1889.

Rinne F.: Ueber Limburgite aus der Umgebung des Habichtswaldes. — Sitzungsber. d. k. preuss. Akad. der Wissensch. zu Berlin. 1889, XLVI.

Rutley Fr. u. Holland: On Tachylyte from Victoria Park, Whiteinch, near Glasgow (With an analysis of the Rock, by Th. Holland). — Quart. Journ. Geol. Soc. Vol. XLV, 1889.

Sandberger F. von: Ein neuer Meteorit aus Chile. — N. Jahrb. f. Min. 1889, Bd. II.

Scachi Arc.: Sulle ossa fossili trovate nel Tufo dei Vulcani fluoriferi della Campania. — Atti d. R. Acc. d. Sc. fis. e mat. d. Napoli. Vol. III, Ser. 2a, Nr. 7, 1888.

Derselbe: Il Vulcanetto di Taccianello. — Ebenda.

Tchihatchef F. v.: Beitrag zur Kenntnis des körnigen Kalkes von Auerbach-Hochstädten, an der Bergstrasse. — Abhandl. d. grossherzogl. hessischen Geolog. Landesanst. zu Darmstadt. Band I, Heft 4, 1888.

Uhlig V.: Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der goldenen Bistritz (nordöstliche Karpathen). — Sitzungsber. d. k. k. Akad. d. Wissensch. in Wien. Bd. XCVIII, 1889.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.

XI. Die Mineralquellen Bosniens.

Von **Prof. E. Ludwig.**

(Schluss.)

23. Die Therme Vručica bei Tešanj.

Ungefähr 2½ Reitstunden von Tešanj entspringt die Therme „Vručica", auf dem Gebiete der Ortschaft Vručica srbska, 225 Meter über der Meeresfläche, 35° 30·6′ östlich von Ferro und unter 44° 35·2′ nördlicher Breite.

Das Thermalwasser bildet hier einen ziemlich ausgedehnten, unregelmässig begrenzten Tümpel, aus dem es in den benachbarten Bach abfliesst. An einzelnen Stellen dieses Tümpels sieht man unter dem Wasser Reste von Mauerwerk, welche offenbar einst einer Quellenfassung, respective einem Badebassin angehörten. Mit dem Thermalwasser treten mächtige Gasmassen zu Tage und erhalten dasselbe an einzelnen Stellen in lebhafter brodelnder Bewegung; auch in dem benachbarten Bache sieht man an mehreren Stellen Gasblasen aufsteigen. Einige hundert Schritte von der Therme entspringen auf Wiesengrund mehrere Säuerlinge, die wegen ihres erfrischenden Geschmackes von den Bauern der Umgebung häufig aufgesucht werden.

Die Temperatur der Therme habe ich am 17. August 1888 bestimmt; sie betrug 29° C.; die Lufttemperatur zur selben Zeit 23° C.

Das frisch geschöpfte Thermalwasser ist klar, farblos und geruchlos; es enthält Kalium, Natrium, Lithium, Calcium, Strontium,

Magnesium, Eisen, Mangan, Aluminium, Chlor, Brom, Jod, Schwefelsäure, Kieselsäure, Phosphorsäure, Borsäure, Kohlensäure und organische Substanzen (darunter Spuren von Ameisensäure).

Das specifische Gewicht des Wassers wurde bei 15·6° C. bestimmt; es ist (destillirtes Wasser von derselben Temperatur als Einheit genommen) 1·00303.

Bei der quantitativen Analyse wurden folgende Werte erhalten:

Alkalien. I. Wassermenge 1000·92 Gramm, Chloride 1·042 Gramm, Kaliumplatinchlorid 0·1797; entsprechend 0·346 Kaliumoxyd und 5·233 Natriumoxyd für 10.000 Wasser.

II. Wassermenge 999·84 Gramm, Chloride 1·0435 Gramm, Kaliumplatinchlorid 0·1835 Gramm, entsprechend 0·355 Kaliumoxyd und 5·240 Natriumoxyd für 10.000 Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Strontium, Magnesium. I. Wassermenge 963·93 Gramm; daraus erhalten: Kieselsäure 0·0295 Gramm, Calciumoxyd 0·5894 Gramm, Strontiumnitrat 0·003 Gramm, pyrophosphorsaure Magnesia 0·4252 Gramm, entsprechend für 10.000 Wasser: 0·306 Kieselsäure, 6·114 Calciumoxyd, 0·016 Strontiumoxyd, 1·589 Magnesiumoxyd.

II. Wassermenge 911·68 Gramm; daraus erhalten: 0·0325 Gramm Kieselsäure, 0·5645 Gramm Calciumoxyd und 0·398 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia, entsprechend für 10.000 Wasser: 0·356 Kieselsäure, 6·192 Calciumoxyd und 1·573 Magnesiumoxyd.

Aluminium, Eisen, Mangan, Phosphorsäure, Borsäure. Wassermenge 10865·87 Gramm; daraus erhalten: 0·0775 Gramm Eisenoxyd, 0·0084 Gramm Aluminiumoxyd, 0·0233 Gramm Manganoxyduloxyd, 0·0189 pyrophosphorsaure Magnesia. Die Hälfte vom wässerigen Auszug des Abdampfrückstandes lieferte bei der Borsäurebestimmung 0·0605 Gramm Borsäure und Magnesia (chlorfrei), daraus wurde abgeschieden 0·0639 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia, entsprechend für 10.000 Wasser: 0·071 Eisenoxyd, 0·008 Aluminiumoxyd, 0·021 Manganoxyduloxyd, 0·011 Phosphorsäureanhydrid und 0·069 Borsäureanhydrid.

Chlor. I. Wasser 351·855 Gramm, daraus erhalten: 0·473 Gramm Chlorsilber und 0·0045 Gramm Silber, entsprechend 3·368 Chlor für 10.000 Wasser.

II. 343·4 Gramm Wasser gaben 0·4575 Gramm Chlorsilber und 0·0075 Gramm Silber, entsprechend 3·366 Chlor für 10.000 Wasser.

Schwefelsäure. I. 1000·407 Gramm Wasser gaben 0·9075 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 3·115 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

II. 1000·407 Gramm Wasser gaben 0·9105 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 3·125 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

Kohlensäure. Je 185·098 Gramm Wasser gaben I. 0·3403 und II. 0·3406 Gramm Kohlensäure, entsprechend 18·385, respective 18·401 für 10.000 Wasser.

Organische Substanz. 501·5 Gramm Wasser verbrauchten 1·5 Cubikcentimeter Chamäleon (1 Cubikcentimeter — 0·001 Gramm Oxalsäure), entsprechend 0·03 organische Substanz für 10.000 Wasser.

Controlbestimmung. Wasser 672·675 Gramm, Sulfatrückstand 2·2236 Gramm, Baryumsulfat 3·7129 Gramm, entsprechend 14·107 Oxyde für 10.000 Wasser.

Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile Wasser der Therme Vručica.

Schwefelsäureanhydrid	3·120
Chlor	3·367
Kieselsäureanhydrid	0·331
Borsäureanhydrid	0·069
Phosphorsäureanhydrid	0·011
Kohlensäureanhydrid	18·393
Kaliumoxyd	0·351
Natriumoxyd	5·237
Calciumoxyd	6·153
Strontiumoxyd	0·016
Magnesiumoxyd	1·581
Eisenoxyd	0·071
Aluminiumoxyd	0·008
Manganoxyduloxyd	0·021
Brom, Jod, Lithium	Spuren
Organische Substanz	0·030
Summe der Oxyde, gefunden	14·107
„ „ „ berechnet	13·780
Specifisches Gewicht	1·00303

Die sauren und basischen Bestandtheile zu Salzen gruppirt. Werte für 10.000 Gewichtstheile Wasser.

A. Die kohlensauren Salze als normale Carbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·649
„ Natrium	5·010
Borsaures Natrium	0·100
Chlornatrium	5·554
Kohlensaures Natrium	0·121
Phosphorsaures Calcium	0·024
Kohlensaures Calcium	10·964
„ Strontium	0·023
„ Magnesium	3·320
„ Eisen	0·103
„ Mangan	0·032
Aluminiumoxyd	0·008
Kieselsäureanhydrid	0·331
Brom, Jod, Lithium	Spuren
Organische Substanz	0·030
Kohlensäure, halb gebunden	6·671
„ frei	5·051
Summe der festen Bestandtheile	26·239

B. Die kohlensauren Salze als wasserfreie Bicarbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·649
„ Natrium	5·010
Borsaures Natrium	0 100
Chlornatrium	5·554
Natriumbicarbonat	0·171
Phosphorsaures Calcium	0·024
Calciumbicarbonat	15·788
Strontiumbicarbonat	0·030
Magnesiumbicarbonat	5·059
Eisenbicarbonat	0·142
Manganbicarbonat	0·044
Aluminiumoxyd	0·008
Kieselsäureanhydrid	0·331
Brom, Jod, Lithium	Spuren
Organische Substanz	0·030
Freie Kohlensäure	5·051

Das der Quelle frei entströmende Gas ist nahezu reine Kohlensäure; dasselbe wird von Aetzkali bis auf einen unmessbaren Rückstand absorbirt.

24. Die Therme von Kulaši.

Kulaši ist eine zerstreute Ortschaft, welche zwischen Tešanj und Prnjavor, und zwar südlich von dem letzteren, 35° 24·6′ östlich von Ferro, unter 44° 45·5′ nördlicher Breite, 245 Meter über der Meeresfläche, im Flyschgebiete liegt. Westlich tritt ein mächtig entwickelter Serpentinstock auf, während östlich ziemlich ausgedehnte Kalke der Flyschzone angrenzen.

Im Gebiete von Kulaši entspringt auf einer Waldwiese eine ergiebige Therme, welche direct von einem aus Steinen gemauerten Bassin aufgenommen wird, das quadratischen Querschnitt von 6 Meter Seitenlänge hat und über 1 Meter tief ist. Dieses Bassin, das eben fertig geworden war, als ich die Arbeiten an der Quelle vornahm, dient als Reservoir, aus welchem die grösseren und kleineren Badebassins des neuerbauten, recht zweckmässig eingerichteten Bade-

hauses gespeist werden. Mit dem Thermalwasser steigen zugleich zahlreiche Gasblasen auf.

Die Temperatur der Therme habe ich am 16. August 1888 bestimmt, sie betrug 30·5° C., die Lufttemperatur zur selben Zeit 25·5° C.

Das frisch geschöpfte Wasser war klar, farblos, geruchlos, von deutlich alkalischer Reaction; es gab mit ammoniakalischer Chlorcalciumlösung keinen Niederschlag. Durch die qualitative Analyse wurden folgende Bestandtheile nachgewiesen: Kalium, Natrium, Calcium, Strontium, Magnesium, Eisen, Mangan, Aluminium, Chlor, Schwefelsäure, Phosphorsäure, Kieselsäure, organische Substanzen (darunter Spuren von Ameisensäure und höheren flüchtigen Fettsäuren).

Das specifische Gewicht des Wassers wurde bei 15·5° C. bestimmt, es ist (auf destillirtes Wasser von derselben Temperatur als Einheit bezogen) 1·00024.

Die quantitative Analyse ergab folgende Resultate:

Alkalien. 1996·047 Gramm Wasser gaben 0·1633 Gramm Chloride und 0·0147 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·015 Kaliumoxyd und 0·422 Natriumoxyd für 10.000 Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Magnesium. 1242·09 Gramm Wasser gaben 0·0197 Gramm Kieselsäure, 0·0754 Gramm Calciumoxyd und 0·0027 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium, entsprechend 0·159 Kieselsäure, 0·607 Calciumoxyd und 0·008 Magnesiumoxyd für 10.000 Wasser.

Eisen, Aluminium, Phosphorsäure. 10044·63 Gramm Wasser gaben 0·0068 Gramm Aluminiumoxyd, 0·0044 Gramm Eisenoxyd und 0·0084 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium, entsprechend 0·007 Aluminiumoxyd, 0·004 Eisenoxyd und 0·005 Phosphorsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

Schwefelsäure. 1254·12 Gramm Wasser gaben 0·0185 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 0·051 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

Chlor. 927·15 Gramm Wasser gaben 0·0615 Gramm Chlorsilber und 0·0089 Gramm Silber, entsprechend 0·195 Chlor für 10.000 Wasser.

Organische Substanz. 500·12 Gramm Wasser verbrauchten 4·2 Cubikcentimeter Chamäleon (1 Cubikcentimeter entspricht 0·001031 Gramm Oxalsäure), demnach 0·087 organische Substanz für 10.000 Wasser.

Controlbestimmung. 700·365 Gramm Wasser gaben 0·188 Gramm Sulfatrückstand und 0·2975 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 1·228 Oxyde für 10.000 Wasser.

Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile Wasser der Therme von Kulaši.

Chlor	0·195
Schwefelsäureanhydrid	0·051
Kieselsäureanhydrid	0·159
Phosphorsäureanhydrid	0·005
Kaliumoxyd	0·015
Natriumoxyd	0·422
Calciumoxyd	0·607
Magnesiumoxyd	0·008
Eisenoxyd	0·004
Aluminiumoxyd	0·007
Organische Substanz	0·087
Mangan, Strontium	Spuren
Summe der Oxyde, berechnet	1·227
„ „ „ gefunden	1·228
Specifisches Gewicht	1·00024

Das der Quelle frei entströmende Gas besteht aus

Kohlensäure	3·44	Procent
Grubengas	14·34	„
Stickstoff	82 22	„

Auffallend an den Ergebnissen der Analyse ist vor Allem der Mangel an Kohlensäure, respective an kohlensauren Salzen; thatsächlich gab das frisch geschöpfte Wasser weder mit ammoniakalischer Chlorcalciumlösung, noch mit Kalkwasser einen Niederschlag, bei der Untersuchung im Laboratorium ergab sich, dass durch Einleiten von Kohlensäure in das Wasser kohlensaurer Kalk gefällt wurde. Das von mir für die Analyse entnommene Wasser enthält demnach Aetzkalk und freie Alkalien; diese können doch dem Wasser ursprünglich nicht angehört haben, sie müssen vielmehr auf das Hinzutreten von Aetzkalk zurückgeführt werden. Ob dieser Aetzkalk seinen Ursprung dem frischen Mauerwerk des Quellbassins allein verdankt oder ob etwa eine benachbarte Kalkgrube dabei eine Rolle spielt, vermag ich nicht anzugeben. Interessant ist, dass eine Wasserprobe, welche Herr Districtsarzt Dr. Wertheimer im Juni 1889, also fast ein Jahr, nachdem ich das Wasser für die Analyse

entnahm, aus der Quelle schöpfte und mir einschickte, auch noch stark alkalisch reagirte, durch Kalkwasser, sowie durch ammoniakalische Chlorcalciumlösung nicht gefällt wurde, dagegen beim Einleiten von Kohlensäure einen Niederschlag von kohlensaurem Kalk gab.

Die durch die quantitative Analyse erlangten Zahlen haben demnach nur theilweise einen bleibenden Wert und es wird die Analyse zu wiederholen sein, wenn der störende Einfluss des Aetzkalkes beseitigt sein wird.

Herr Professor Kratschmer theilt mir mit, dass er ähnliche Beobachtungen bei der Analyse eines Brunnenwassers gemacht hat. Dasselbe zeigte nämlich einen bedeutenden Gehalt an Aetzkalk, der allmählich abnahm und nach Ablauf von 2 Jahren schon recht klein geworden, aber noch nicht vollständig verschwunden war. Wahrscheinlich rührt in diesem Falle der Aetzkalkgehalt des Wassers von der neuen, gemauerten Brunnenfassung her.

So viel kann man aus dem Resultate der Analyse entnehmen, dass die Quelle von Kulaši zu den indifferenten Thermen gehört.

25. Die Schwefelquelle Smrdelac bei Jelovac.

Von der Bezirksstadt Prjedor erreicht man zu Wagen auf der guten Strasse in ungefähr 2 Stunden den Ort Jelovac, welcher 34° 22·2′ östlich von Ferro, unter 45° 44′ nördlicher Breite, 210 Meter über der Meeresfläche liegt. Im Gebiete dieses Ortes, welcher dem Tertiärbecken von Prjedor angehört, entspringt eine Schwefelquelle, welche „Smrdelac“ genannt und von der dortigen Bevölkerung vielfach zu Bädern verwendet wird.

Die Quelle kommt aus zwei knapp neben einander befindlichen Felsspalten hervor und fliesst in eine grosse Grube, welche als Badebassin dient. Die Ergiebigkeit ist gering; eine zweite Quelle, die sich durch den Geruch verräth, tritt in sumpfigem Waldterrain nicht weit von der ersten zu Tage; ich konnte wegen ungünstiger Terrainverhältnisse ihren Abfluss nicht verfolgen.

Die Temperatur der Quelle habe ich am 12. August 1888 gemessen, sie betrug 13° C., bei der gleichzeitigen Lufttemperatur von 23° C.

Das Wasser ist schon im frischen Zustande nicht vollkommen klar, sondern schwach opalisirend, es riecht intensiv nach Schwefelwasserstoff und schmeckt unangenehm nach Sulfiden. Empfindliches Lackmuspapier wird von dem frischen Wasser violett, nach dem Eintrocknen blau gefärbt. Auf Zusatz von Nitroprussidnatrium wird das Wasser intensiv blau. Wird reines Wasserstoffgas durch das Wasser geleitet, so verdrängt es Schwefelwasserstoff, aber selbst nach mehrtägigem Durchleiten ist der austretende Wasserstoff noch schwefelwasserstoffhältig. Wird das Wasser mit Cadmiumsulfat im Ueberschuss versetzt und vom entstandenen Schwefelcadmium abfiltrirt, so zeigt das Filtrat nur sehr schwach die Reactionen der unterschwefligen Säure, von der eben nur Spuren in dem Wasser vorkommen. Die qualitative Analyse ergab folgende Bestandtheile: Schwefelwasserstoff, unterschweflige Säure, Schwefelsäure, Chlor, Phosphorsäure, Kieselsäure, Kohlensäure, organische Substanz, Kalium, Natrium, Calcium, Strontium, Baryum, Magnesium, Eisen, Aluminium, Mangan.

Das specifische Gewicht, bei 14·8° C. bestimmt, ist (destillirtes Wasser von derselben Temperatur = 1 gesetzt) 1·00227.

Alkalien. I. Wassermenge 501·97 Gramm, Chloride 0·0278 Gramm, Kaliumplatinchlorid 0·0089, entsprechend 0·033 Kaliumoxyd und 0·265 Natriumoxyd für 10.000 Wasser.

II. Wasser 976·89 Gramm, Chloride 0·052 Gramm, Kaliumplatinchlorid 0·0143, entsprechend 0·028 Kaliumoxyd und 0·258 Natriumoxyd für 10.000 Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Magnesium. I. Wasser 1304·1 Gramm, Kieselsäure 0·0247 Gramm, Calciumoxyd 0·9967, pyrophosphorsaures Magnesium 0·4295, entsprechend 0·189 Kieselsäure, 7·643 Calciumoxyd und 1·186 Magnesiumoxyd für 10.000 Wasser.

II. Wasser 1026·29 Gramm, Kieselsäure 0·0238 Gramm, Calciumoxyd 0·7812, Magnesiumpyrophosphat 0·3423, entsprechend 0·232 Kieselsäure, 7·611 Calciumoxyd und 1·201 Magnesiumoxyd für 10.000 Wasser.

Aluminium, Phosphorsäure, Strontium. Wassermenge 9348 Gramm, Aluminiumoxyd 0·0032 Gramm, Magnesiumpyrophosphat 0·0044 Gramm, Strontiumnitrat 0·1272 Gramm, entsprechend 0·003 Aluminiumoxyd, 0·066 Strontiumoxyd und 0·003 Phosphorsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

Chlor. 812·57 Gramm Wasser gaben 0·0037 Gramm Chlorsilber, entsprechend 0·011 Chlor für 10.000 Wasser.

Schwefelsäure. I. 249 895 Gramm Wasser gaben 0·7756 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 10·656 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

II. 250·45 Gramm Wasser gaben 0·7803 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 10·697 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

Schwefelwasserstoff. 187·307 Gramm Wasser verbrauchten bei der Titrirung an der Quelle in 2 Versuchen je 9·1 Cubikcentimeter Jodlösung, welche im Cubikcentimeter 0·005073 Gramm Jod enthielt. Dies entspricht 0·330 Schwefelwasserstoff für 10.000 Wasser.

Kohlensäure. 187·3073 Gramm Wasser gaben I. 0·069 und II. 0·0676 Gramm Kohlensäure, entsprechend 3·684, respective 3·556 für 10.000 Wasser.

Controlbestimmung. 965·905 Gramm Wasser gaben 2·2084 Gramm Sulfatrückstand und 3·7879 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 9·401 Oxyde für 10.000 Wasser.

Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile Wasser der Schwefelquelle Smrdelac bei Jelovac.

Schwefelwasserstoff	0·330
Schwefelsäureanhydrid	10·676
Chlor	0·011
Kieselsäureanhydrid	0·211
Kohlensäureanhydrid	3·620
Phosphorsäureanhydrid	0·003
Kaliumoxyd	0·031
Natriumoxyd	0·262
Calciumoxyd	7·627
Strontiumoxyd	0·066
Magnesiumoxyd	1·194
Aluminiumoxyd	0·003
Unterschweflige Säure, Eisen, Mangan, Baryum, organ. Substanzen	Spuren
Summe der Oxyde, gefunden	9·401
„ „ „ berechnet	9·399
Specifisches Gewicht	1·00227

Säuren und Basen zu Salzen gruppirt, Werte für 10.000 Gewichtstheile Wasser.

A. Die kohlensauren Salze als normale Carbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·057
„ Natrium	0·600
„ Strontium	0·117
„ Calcium	17·438
Calciumsulfhydrat	0·515
Chlorcalcium	0·017
Phosphorsaures Calcium	0·007
Kohlensaures Calcium	0·295
„ Magnesinm	2 507
Eisen, Mangan, Baryum, unterschweflige Säure, organische Substanz	Spuren
Aluminiumoxyd	0·003
Kieselsäureanhydrid	0·211
Kohlensäure, halb gebunden	1·443
„ frei	0·734
Summe der festen Bestandtheile	21·768

B. Die kohlensauren Salze als wasserfreie Bicarbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·057
„ Natrium	0·600
„ Strontium	0·117
„ Calcium	17·438
Calciumsulfhydrat	0·515
Chlorcalcium	0 017
Phosphorsaures Calcium	0·007
Calciumbicarbonat	0·425
Magnesiumbicarbonat	3·820
Eisen, Mangan, Baryum, organische Substanz, unterschweflige Säure	Spuren
Aluminiumoxyd	0·003
Kieselsäureanhydrid	0·211
Freie Kohlensäure	0·734

Die Quelle Smrdelac gehört zu den kalten Schwefelquellen mit einem Gehalt an Calciumsulfid; ähnlich zusammengesetzt sind: die kalte Schwefelquelle von Crailsheim in Württemberg, die obere

Wildbadquelle von Hassfurt in Bayern, der Georgenbrunnen von Eilsen in Lippe-Schaumburg, die kalte Schwefelquelle von Zaisenhausen in Baden, von Schwarzseebad im Canton Freiburg, die heilige Quelle von Kemmern in Livland, die Quelle von Lubien in Galizien und die Schwefelquelle von L'Alliaz im Canton Waadt.

26. Die Therme Gorni Šeher in Banjaluka.

Die Stadt Banjaluka liegt am Wrbasflusse (34° 51·2′ östlich von Ferro, unter 44° 46·2′ nördlicher Breite, 366 Meter über der Meeresfläche); sie ist sehr alt, wahrscheinlich identisch mit dem am Flusse Urbanus gelegenen Punkte „Castra" der Peutinger'schen Tafel. Sicher führte zur Zeit der Römerherrschaft die Strasse von Salona über Dalmatien nach Pannonien hier vorüber, der Weg, den die Avaren bei ihrem Einbruch in's römische Reich nahmen. Eines der römischen Denkmäler Banjalukas ist bis auf den heutigen Tag erhalten, nämlich die römischen Bäder, von denen offenbar der Name der Stadt „Lukas-Bad" herstammt.[1]) Diese Bäder, welche an den verschiedenen Ausbruchstellen einer Therme erbaut sind, liegen am rechten Ufer des Wrbas in dem oberen Stadttheile, welcher gegenüber der Festung beginnt und eine Stunde weit in die Berge hinaufreicht. In der Ruine eines dieser Bäder, in der Nähe einer Brücke, quillt eine Ader der Therme hervor, eine andere speist das „Militärbad", eine dritte entspringt in einem alten Kuppelbau, der aus dem sechsten Jahrhundert herrühren dürfte und wird von einem steinernen Bassin aufgenommen, dessen Querschnitt quadratisch ist und ungefähr 4½ Meter Seitenlänge hat. Das Wasser dieser sehr ergiebigen Quelle, sowie die in derselben reichlich aufsteigenden Gase wurden untersucht.

Die Temperatur der Quelle fand ich am 13. August 1888 33·7° C., die Lufttemperatur zur selben Zeit war 26° C.

Das Wasser ist klar, farblos, geruchlos und von fadem Geschmack; beim Stehen an der Luft trübt es sich in Folge der Ausscheidung von Carbonaten der alkalischen Erden. Durch die quali-

[1]) Vergl. v. Asbóth, Bosnien und die Hercegovina.



tative Analyse wurden folgende Bestandtheile nachgewiesen: Kalium, Natrium, Lithium, Calcium, Strontium, Magnesium, Eisen, Mangan, Aluminium, Chlor, Schwefelsäure, Kieselsäure, Phosphorsäure, Kohlensäure und organische Substanzen (Spuren von flüchtigen Fettsäuren).

Das specifische Gewicht bei 15·4° C. beträgt (destillirtes Wasser von derselben Temperatur als Einheit genommen) 1·00116.

Die quantitative Analyse ergab folgende Resultate:

Alkalien. I. 999·74 Gramm Wasser gaben 0·1209 Gramm Chloride und 0·0768 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·149 Kaliumoxyd und 0·517 Natriumoxyd für 10.000 Wasser.

II. 999·2 Gramm Wasser gaben 0·1181 Gramm Chloride und 0·0788 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·152 Kaliumoxyd und 0·499 Natriumoxyd für 10.000 Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Magnesium. I. 1299·52 Gramm Wasser gaben 0·3414 Gramm Calciumoxyd und 0·3936 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium, entsprechend 2·627 Calciumoxyd und 1·091 Magnesiumoxyd für 10.000 Wasser.

II. 1231·55 Gramm Wasser gaben 0·0281 Gramm Kieselsäure, 0·3238 Gramm Calciumoxyd und 0·3870 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium, entsprechend 0·229 Kieselsäure, 2·629 Calciumoxyd, 1·113 Magnesiumoxyd für 10.000 Wasser.

Eisen, Aluminium, Mangan, Strontium, Phosphorsäure. 12677·93 Gramm Wasser gaben 0·0298 Gramm Eisenoxyd, 0·0015 Gramm Aluminiumoxyd, 0·0058 Gramm Manganoxyduloxyd, 0·0088 Gramm Strontiumnitrat und 0·0047 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium, entsprechend 0·024 Eisenoxyd, 0·001 Aluminiumoxyd, 0·005 Manganoxyduloxyd, 0·003 Strontiumoxyd und 0·002 Phosphorsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

Chlor. 999·44 Gramm Wasser gaben 0·0686 Gramm Chlorsilber und 0·0066 Gramm Silber, entsprechend 0·191 Chlor für 10.000 Wasser.

Schwefelsäure. I. 500·495 Gramm Wasser gaben 0·313 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 2·148 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

II. 500·17 Gramm Wasser gaben 0·3104 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 2·131 Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Wasser.

Kohlensäure. 186·3287 Gramm Wasser gaben I. 0·1257, II. 0·127 Gramm Kohlensäure, entsprechend 6·746, respective 6·815 für 10.000 Wasser.

Organische Substanz. 500·58 Gramm Wasser verbrauchten 5·02 Cubikcentimeter Chamäleon (1 Cubikcentimeter entspricht 0·001 Gramm Oxalsäure), demnach für 10.000 Wasser 0·1 Gramm organische Substanz.

Controlbestimmung. 1247·33 Gramm Wasser gaben 1·3822 Gramm Sulfatrückstand und 2·3547 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 4·6 Oxyde für 10.000 Wasser.

Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile Wasser der Therme Gorni Šeher.

Chlor	0·191
Schwefelsäureanhydrid	2·140
Kieselsäureanhydrid	0·229
Kohlensäureanhydrid	6·780
Phosphorsäureanhydrid	0·002
Kaliumoxyd	0·151
Natriumoxyd	0·508
Calciumoxyd	2·628
Strontiumoxyd	0·003
Magnesiumoxyd	1·102
Eisenoxyd	0·024
Aluminiumoxyd	0·001
Manganoxyduloxyd	0·005
Lithium	Spuren
Organische Substanzen	0·100
Summe der Oxyde, gefunden	4·600
" " " berechnet	4·651
Specifisches Gewicht	1·00116

Säuren und Basen zu Salzen gruppirt, Werte für 10.000 Gewichtstheile Wasser.

A. Die kohlensauren Salze als normale Carbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·279
" Natrium	1·163
" Strontium	0·005
Phosphorsaures Calcium	0·004
Schwefelsaures Calcium	1·327
Chlorcalcium	0·297
Kohlensaures Calcium	3·454
" Magnesium	2·314
" Eisen	0·035
" Mangan	0·008
Aluminiumoxyd	0·001
Kieselsäureanhydrid	0·229
Lithium	Spur
Organische Substanzen	0·100
Kohlensäure, halb gebunden	2·748
" frei	1·284
Summe der festen Bestandtheile	9·116

B. Die kohlensauren Salze als wasserfreie Bicarbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·279
" Natrium	1·163
" Strontium	0·005
" Calcium	1·327
Phosphorsaures Calcium	0·004
Chlorcalcium	0·297
Calciumbicarbonat	4·974
Magnesiumbicarbonat	3·526
Eisenbicarbonat	0·048
Manganbicarbonat	0·010
Aluminiumoxyd	0·001
Kieselsäureanhydrid	0·229
Lithium	Spuren
Organische Substanzen	0·100
Freie Kohlensäure	1·284

Das der Quelle frei entströmende Gas enthält:

Kohlensäure	24·61	Procent
Sauerstoff	1·28	"
Stickstoff	74·11	"

Von der Quelle im Militärbade bestimmte ich nur die Temperatur, sie betrug 33·2° C., die Zusammensetzung ihres Wassers dürfte wohl zum mindesten der des analysirten Wassers sehr ähnlich sein.

27. Die Therme von Slatina Ilidže bei Banjaluka.

Die Ortschaft Slatina Ilidže ist ungefähr 2 Fahrstunden von Banjaluka entfernt, sie liegt 34° 59·1′ östlich von Ferro, unter 44° 49·4′ nördlicher Breite, 206 Meter über der Meeresfläche. Im Gebiete dieser Ortschaft entspringen eine Therme und zwei Säuerlinge, und zwar im Flyschgebiete, unweit der Begrenzung desselben durch Süsswasser-Neogen. Als ich 1886 das erste Mal Slatina besuchte, fand ich daselbst die noch heute bestehende primitive hölzerne Badehütte, welche ein mit Brettern ausgekleidetes Badebassin enthält, in dem das Thermalwasser mit zahlreichen Gasblasen emporsteigt. Ein Jahr später trat nach einem Erdbeben, wenige

Schritte von dieser Quelle entfernt, eine zweite gleich mächtige Thermalquelle zu Tage, ohne dass dadurch die bereits bestehende in ihrer Ergiebigkeit beeinträchtigt wurde.

Das Wasser der Therme ist klar, farblos und geruchlos.

Die qualitative Analyse ergab folgende Bestandtheile: Kalium, Natrium, Lithium, Calcium, Strontium, Magnesium, Eisen, Mangan, Aluminium, Chlor, Schwefelsäure, Phosphorsäure, Borsäure, Kieselsäure, Kohlensäure und organische Substanzen.

Die Temperatur der Quelle betrug am 10. August 1886 40·3° C.

Das specifische Gewicht des Wassers, bei 20° C. bestimmt und auf destillirtes Wasser als Einheit bezogen, wurde 1·0026 gefunden.

Kalium, Natrium. 478·92 Gramm Wasser gaben 0·1819 Gramm Chloride und 0·1037 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 1·664 Gramm Natriumoxyd und 0·418 Gramm Kaliumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Magnesium. 1347·95 Gramm Wasser gaben 0·0422 Gramm Kieselsäure, 0·9483 Gramm reines Calciumoxyd und 0·5936 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia, entsprechend 0·313 Gramm Kieselsäure, 7·002 Gramm Calciumoxyd und 1·587 Gramm Magnesiumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Eisen, Aluminium, Strontium, Phosphorsäure. 6925·82 Gramm Wasser gaben 0·0229 Gramm Eisenoxyd, 0·0018 Gramm Aluminiumoxyd, 0·0528 Gramm salpetersaures Strontium und 0·002 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia, entsprechend 0·033 Gramm Eisenoxyd, 0·0026 Gramm Aluminiumoxyd, 0·037 Gramm Strontiumoxyd und 0·002 Gramm Phosphorsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Chlor. 483·93 Gramm Wasser gaben 0·1347 Gramm Chlorsilber, entsprechend 0·688 Gramm Chlor für 10.000 Gramm Wasser.

Schwefelsäure. 251·14 Gramm Wasser gaben 0·5805 Gramm schwefelsaures Baryum, entsprechend 7·935 Gramm Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Gesammt-Kohlensäure. 187·186 Gramm Wasser gaben 0·2600 Gramm Kohlensäure, entsprechend 13·890 Gramm Kohlensäure für 10.000 Gramm Wasser.

Borsäure. 3462·91 Gramm Wasser gaben 0·1314 Gramm Borsäure und Magnesia und 0·314 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia, entsprechend 0·053 Gramm Borsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Organische Substanzen. 248·215 Gramm Wasser verbrauchten 3·48 Cubikcentimeter Chamäleonlösung; 1 Cubikcentimeter Chamäleonlösung entspricht 0·00093 Gramm krystallisirter Oxalsäure. Es resultirt 0·1302 Gramm organische Substanzen für 10.000 Gramm Wasser.

Controlbestimmung. 728·03 Gramm Wasser lieferten 1·9292 Gramm Sulfatrückstand, entsprechend 26·499 Gramm für 10.000 Gramm Wasser.

Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile des Wassers der Therme in Slatina.

Schwefelsäureanhydrid	7·935
Chlor	0·688
Kieselsäure	0·313
Borsäureanhydrid	0·053
Phosphorsäureanhydrid	0·002
Gesammt-Kohlensäure	13·890
Kaliumoxyd	0·418
Natriumoxyd	1·664
Calciumoxyd	7·002
Magnesiumoxyd	1·587
Strontiumoxyd	0·037
Eisenoxyd	0·033
Aluminiumoxyd	0·0026
Lithium, Mangan	Spuren
Organische Substanzen	0·130
Sulfatrückstand, gefunden	26·499
„ berechnet	26·773
Specifisches Gewicht	1·0026

Die sauren und basischen Bestandtheile zu Salzen gruppirt, für 10.000 Gewichtstheile.

A. Die kohlensauren Salze als normale Carbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·773
Borsaures Natrium	0·077
Schwefelsaures Strontium	0·066
„ Natrium	3 755
„ Calcium	9·238
Chlorcalcium	1·076
Phosphorsaures Calcium	0 005
Kohlensaures Calcium	4·739
„ Magnesium	3·332
„ Eisen	0·048
Aluminiumoxyd	0·003
Kieselsäure	0·313
Lithium, Mangan	Spuren
Organische Substanzen	0 130
Kohlensäure, halb gebunden	3·848
„ frei	6·194
Summe der festen Bestandtheile	23·555

B. Die kohlensauren Salze als wasserfreie Bicarbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·773
Borsaures Natrium	0·077
Schwefelsaures Strontium	0·066
„ Natrium	3·755
„ Calcium	9·238
Chlorcalcium	1·076
Phosphorsaures Calcium	0·005
Calciumbicarbonat	6·824
Magnesiumbicarbonat	5·077
Eisenbicarbonat	0·066
Aluminiumoxyd	0·003
Kieselsäure	0·313
Lithium, Mangan	Spuren
Freie Kohlensäure	6·194
Organische Substanzen	0·130

Die in der Quelle aufsteigenden Gasblasen enthalten:

Kohlensäure	94·56 Procent
Stickstoff	5·44 „

28. Die Säuerlinge von Slatina Ilidže.

Einige hundert Schritte von der Therme in Slatina entspringen zwei Säuerlinge, welche im Jahre 1887 steinerne Fassungen und zweckmässige Bedachungen erhielten, so dass sie gegen den Zufluss der Tagwässer und gegen den Einfluss der Witterung geschützt sind. Von den beiden Säuerlingen habe ich nur den der Therme näher gelegenen untersucht, von dem entfernteren, welcher nur wenig ergiebig ist, habe ich nur die Eisenbestimmung mit Chamäleon an der Quelle vorgenommen.

Die Temperatur der Quelle wurde am 14. August 1888 bestimmt, sie betrug 19° C., die Lufttemperatur zur selben Zeit 21·5° C. Das frisch geschöpfte Wasser ist farblos, klar, riecht und schmeckt wie ein Eisensäuerling; nach längerer Berührung mit der Luft scheiden sich Flocken von Eisenoxydhydrat ab. Es enthält folgende Bestandtheile: Kalium, Natrium, Lithium, Calcium, Strontium, Magnesium, Eisen, Mangan, Aluminium, Chlor, Schwefelsäure, Borsäure, Phosphorsäure, Kieselsäure, Kohlensäure und organische Substanz (darunter Spuren von Ameisensäure).

Das specifische Gewicht, bei 15° C. bestimmt und auf destillirtes Wasser von derselben Temperatur als Einheit bezogen, beträgt 1·0029.

Die quantitative Analyse ergab folgende Resultate:

Alkalien. I. 501·52 Gramm Wasser gaben 0·1995 Gramm Chloride und 0·1113 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·428 Gramm Kaliumoxyd und 1·751 Gramm Natriumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

II. 501·265 Gramm Wasser gaben 0·1953 Gramm Chloride und 0·1064 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·409 Gramm Kaliumoxyd und 1·723 Natriumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Magnesium. I. 955·915 Gramm Wasser gaben 0·0208 Gramm Kieselsäure, 0·6877 Gramm Calciumoxyd und 0·4351 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium, entsprechend 0·218 Gramm Kieselsäure, 7·194 Gramm Calciumoxyd und 1·639 Gramm Magnesiumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

II. 928·27 Gramm Wasser gaben 0·0223 Gramm Kieselsäure, 0·6662 Gramm Calciumoxyd und 0·4103 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium, entsprechend 0·240 Gramm Kieselsäure, 7·176 Gramm Calciumoxyd und 1·592 Gramm Magnesiumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Eisen, Aluminium, Mangan, Phosphorsäure, Borsäure. 11055·34 Gramm Wasser gaben 0·037 Gramm Eisenoxyd, 0·0057 Gramm Aluminiumoxyd, 0·016 Gramm Manganoxyduloxyd und 0·0063 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium entsprechend 0·033 Gramm Eisenoxyd, 0·005 Gramm Aluminiumoxyd, 0·014 Gramm Manganoxyduloxyd und 0·0036 Gramm Phosphorsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser. Aus der Hälfte des wässerigen Auszuges des Abdampfrückstandes wurde erhalten 0·0121 Gramm Borsäure und Magnesia und bei der Trennung 0·0267 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium, entsprechend 0·0045 Gramm Borsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Schwefelsäure. I. 500·92 Gramm Wasser gaben 1·1478 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 7·868 Gramm Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

II. 500·54 Gramm Wasser gaben 1·153 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 7·907 Gramm Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Chlor. I. 500·69 Gramm Wasser gaben 0·1199 Gramm Chlorsilber und 0·0126 Gramm Silber, entsprechend 0·675 Gramm Chlor für 10.000 Gramm Wasser.

II. 500·12 Gramm Wasser gaben 0·129 Gramm Chlorsilber und 0·0057 Gramm Silber, entsprechend 0·675 Chlor für 10.000 Gramm Wasser.

Kohlensäure. Je 187·232 Gramm Wasser gaben I. 0·3720, II. 0·3724 Gramm Kohlensäure, entsprechend 19·868, respective 19·89 Gramm Kohlensäure für 10.000 Gramm Wasser.

Organische Substanz. 501·45 Gramm Wasser verbrauchten (nach Abscheidung des Eisens) 3·1 Cubikcentimeter Chamäleon (1 Cubikcentimeter entspricht 0·00103 Gramm Oxalsäure), demnach 0·064 Gramm organische Substanz für 10.000 Gramm Wasser.

Controlbestimmung. 703·58 Gramm Wasser ergaben 1·877 Gramm Sulfatrückstand und 3·1725 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 11·197 Gramm Oxyde für 10.000 Gramm Wasser.

Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile des Säuerlings Slatina.

Chlor	0·675
Schwefelsäureanhydrid	7·888
Kieselsäureanhydrid	0·229
Phosphorsäureanhydrid	0·0036
Borsäureanhydrid	0·0045
Kohlensäureanhydrid	19·879
Kaliumoxyd	0·419
Natriumoxyd	1·737
Calciumoxyd	7·185
Magnesiumoxyd	1·616
Eisenoxyd	0·033
Manganoxyduloxyd	0·014
Aluminiumoxyd	0·005
Strontium, Lithium	Spuren
Organische Substanz	0·064
Summe der Oxyde, gefunden	11·197
„ „ „ berechnet	11·238
Specifisches Gewicht	1·0029

Säuren und Basen zu Salzen gruppirt, Werte für 10.000 Gewichtstheile Wasser:

A. Die kohlensauren Salze als normale Carbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·775
„ Natrium	3·977
„ Calcium	8·994
Phosphorsaures Calcium	0·008
Chlorcalcium	0·888
Kohlensaures Calcium	5·261
„ Magnesium	3·387
Borsaures Magnesium	0·008
Kohlensaures Eisen	0·048
„ Mangan	0·021
Aluminiumoxyd	0·005
Kieselsäureanhydrid	0·229
Lithium, Strontium	Spuren
Organische Substanz	0·064
Kohlensäure, halbgebunden	4·115
„ frei	11·649
Summe der festen Bestandtheile	23 601

B. Die kohlensauren Salze als wasserfreie Bicarbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·775
„ Natrium	3·977
„ Calcium	8·994
Phosphorsaures Calcium	0·008
Chlorcalcium	0·888
Calciumbicarbonat	7·576
Magnesiumbicarbonat	5·161
Borsaures Magnesium	0·008
Eisenbicarbonat	0·066
Manganbicarbonat	0·029
Aluminiumoxyd	0·005
Kieselsäureanhydrid	0·229
Lithium, Strontium	Spuren
Organische Substanz	0·064
Freie Kohlensäure	11·649

Das der Quelle frei entströmende Gas enthält

Kohlensäure	61·293 Procent
Stickstoff	38·707 „

Das Wasser des Säuerlings und jenes der Therme von Slatina sind in Bezug auf die festen Bestandtheile nahezu gleich zusammengesetzt, im Kohlensäuregehalt besteht allerdings ein wesentlicher Unterschied, da derselbe bei dem Säuerling bedeutend grösser ist.

Der Eisengehalt des zweiten, wenig ergiebigen Säuerlings wurde, wie schon erwähnt, maassanalytisch an der Quelle bestimmt; es wurden gefunden für 10.000 Wasser 0·132 Eisenbicarbonat.

29. Die Therme Gata bei Bihač.

Die Kreisstadt Bihač liegt im nordwestlichsten Theile Bosniens, nahe der croatischen Grenze am Una-Flusse; von ihr aus erreicht man nach einstündiger Fahrt zu Wagen die Orte Gata muhamed und Gata hristjanska, auch Gata dolnja genannt. Im Gebiete dieses letzteren, dessen geographische Lage durch die Daten: 33° 30·2′ östlich von Ferro und 44° 55·8′ nördliche Breite gegeben ist, entspringt 284 Meter über der Meeresfläche an verschiedenen Ausbruchstellen eines Moorgrundes die altberühmte Therme.

Ueber die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Bihač schreibt E. v. Mojsisovics[1]) Folgendes: „Bei Krupa verlässt die Strasse die Una, welche sich von hier bis zum Becken von Bihač in einer engen, tiefen und unbewohnten Erosionsschlucht hinzieht, übersteigt ein ziemlich hohes Karstplateau (Krupa 170 Meter, Karaula auf Drenovo Tiesno 506 Meter, Bihač 247 Meter) und erreicht erst in Bihač die Una wieder. Triasdolomite (meistens Hauptdolomit) reichen von Krupa bis an den Rand des Karstbeckens von Radič bei Mali Radič. Das meist kahle, mit zahlreichen Karsttrichtern versehene Plateau besteht aus grauen und gelben Jurakalken, in welchen stellenweise die Durchschnitte von fest mit dem Gestein verwachsenen Fossilien sichtbar sind. Westlich von Radič Han beginnen Kreidekalke. Die hohe Germeć-Planina wird allem Anscheine nach ebenfalls von solchen gebildet. Längs der Strasse nach Bihač werden nun die Aufschlüsse seltener. Das Terrain fällt in terrassenförmigen Stufen allmählich gegen das weite, langgestreckte Becken von Bihač ab. Am Absturze des Plateaus erscheinen mit aufgerichteten Schichten weisse, neogene Plattenkalke, welche uns bis Bihač begleiten. Das Castell von Bihač steht auf congerienreichem Süsswasserkalk."

Die Quelle, welche zum Baden dient, entspringt in einem Häuschen und wird von zwei mit Holz ausgekleideten Bassins aufgenommen, deren jedes 2·9 Quadratmeter Grundfläche hat. Zahlreiche Gasblasen steigen vom Grunde dieses Bassins auf.

Die Temperatur der Quelle wurde am 10. August 1888 bestimmt; sie betrug 36·2° C. bei der gleichzeitigen Lufttemperatur von 21° C.

Das Wasser war klar, farblos und geruchlos; es soll, wie der Badbesitzer angab, bisweilen nach Schwefelwasserstoff riechen. Durch die qualitative Analyse wurden folgende Bestandtheile aufgefunden: Kalium, Natrium, Lithium, Baryum, Strontium, Calcium, Magnesium, Eisen, Aluminium, Mangan, Chlor, Schwefelsäure, Kieselsäure, Phosphorsäure, Kohlensäure und organische Substanzen (darunter eine Spur von Ameisensäure).

---

[1]) Grundlinien der Geologie von Bosnien-Hercegovina, pag. 83.

Das specifische Gewicht des Wassers, bei 15·4° C. bestimmt, beträgt (destillirtes Wasser von derselben Temperatur als Einheit genommen) 1·0015.

Die quantitativen Bestimmungen ergaben folgende Resultate:

Alkalien. I. Aus 930·97 Gramm Wasser wurden erhalten: 0·3842 Gramm Chloride und 0·0512 Gramm Kaliumplatinchlorid entsprechend 0·106 Gramm Kaliumoxyd und 2·100 Gramm Natriumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

II. 791·05 Gramm Wasser gaben 0·3225 Gramm Chloride und 0·0425 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·104 Gramm Kaliumoxyd und 2·076 Gramm Natriumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Magnesium. I. 973·57 Gramm Wasser gaben 0·023 Gramm Kieselsäure, entsprechend 0·236 Gramm für 10.000 Gramm Wasser.

II. 1001·35 Gramm Wasser lieferten: 0·0245 Gramm Kieselsäure, 0·3476 Gramm Calciumoxyd und Strontiumoxyd und 0·2608 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia, entsprechend 0·245 Gramm Kieselsäure, 3·448 Gramm Calciumoxyd, 0·938 Gramm Magnesiumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

III. 972·7 Gramm Wasser gaben 0·3395 Gramm Calciumoxyd und Strontiumoxyd, 0·26 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 3·467 Gramm Calciumoxyd und 0·963 Gramm Magnesiumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Eisen, Aluminium, Mangan, Strontium. Aus 10.068·68 Gramm Wasser wurden abgeschieden: 0·002 Gramm Eisenoxyd, 0·0025 Gramm Aluminiumoxyd, 0·0065 Gramm Manganoxyduloxyd, 0·048 Gramm Strontiumnitrat, entsprechend für 10.000 Gramm Wasser: 0·002 Gramm Eisenoxyd, 0·002 Gramm Aluminiumoxyd, 0·006 Gramm Manganoxyduloxyd, 0·023 Gramm Strontiumoxyd.

Chlor. I. Wassermenge: 249.495 Gramm; daraus erhalten: 0·22 Gramm Chlorsilber und 0·0046 Gramm Silber, entsprechend 2·241 Gramm Chlor für 10.000 Gramm Wasser.

II. Wassermenge: 249.325 Gramm; daraus erhalten: 0·221 Gramm Chlorsilber und 0·003 Gramm Silber, entsprechend 2·232 Gramm Chlor für 10.000 Gramm Wasser.

Schwefelsäure. I. Wassermenge: 500·11 Gramm; daraus erhalten: 0·78 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 5·355 Gramm Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

II. Wassermenge: 500·06 Gramm; daraus erhalten: 0·7778 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 5·339 Gramm Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Gesammt-Kohlensäure. Je 186·384 Gramm Wasser gaben I. 0·0397, II. 0·0405, III. 0·0389 Gramm Kohlensäure, entsprechend für 10.000 Gramm Wasser: 2·130; 2·173; 2·087 Gramm.

Organische Substanzen. 500·75 Gramm Wasser verbrauchten 1·9 Cubikcentimeter Chamäleon (1 Cubikcentimeter = 0·001031 Gramm krystallisirte Oxalsäure), entsprechend 0·04 Gramm organische Substanz für 10.000 Gramm Wasser.

Controlbestimmung. 976·34 Gramm Wasser ergaben 1·581 Gramm Sulfatrückstand und 2·627 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 6·955 Gramm Oxyde für 10.000 Gramm Wasser.

Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile Wasser der Therme Gata.

Schwefelsäureanhydrid	5·347
Chlor	2·237
Kieselsäureanhydrid	0·241
Kohlensäure	2·130
Kaliumoxyd	0·105
Natriumoxyd	2·088
Calciumoxyd	3·458
Magnesiumoxyd	0·951
Strontiumoxyd	0·023
Eisenoxyd	0·002
Aluminiumoxyd	0·002
Manganoxyduloxyd	0·006
Lithium, Baryum, Phosphorsäure	Spuren
Organische Substanzen	0·040
Summe der Oxyde, gefunden	6·955
„ „ „ berechnet	6·876
Specifisches Gewicht	1·0015

Die sauren und basischen Bestandtheile zu Salzen gruppirt. Werte für 10.000 Gewichtstheile Wasser:

A. Die kohlensauren Salze als normale Carbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·194
„ Natrium	4·781
„ Calcium	4·329
„ Strontium	0·041
Chlorcalcium	3·319
Chlormagnesium	0·154
Kohlensaures Magnesium	1·861
„ Eisen	0·003
„ Mangan	0·010
Aluminiumoxyd	0 002
Kieselsäureanhydrid	0 241
Lithium, Baryum, Phosphorsäure	Spuren
Organische Substanz	0·040
Kohlensäure, halbgebunden	0·981
„ frei	0·168
Summe der festen Bestandtheile	14·975

B. Die kohlensauren Salze als wasserfreie Bicarbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·194
„ Natrium	4·781
„ Calcium	4·329
„ Strontium	0·041
Chlorcalcium	3·319
Chlormagnesium	0·154
Magnesiumbicarbonat	2·836
Eisenbicarbonat	0·004
Manganbicarbonat	0·015
Aluminiumoxyd	0·002
Kieselsäureanhydrid	0·241
Baryum, Lithium, Phosphorsäure	Spuren
Organische Substanz	0·040
Freie Kohlensäure	0·168

Das der Quelle frei entströmende Gas besteht aus

Kohlensäure	6·563 Procent
Stickstoff	93·437 „

Die Therme Gata ist demnach durch ihren Gehalt an Glaubersalz, Gyps und Chloriden im wesentlichen charakterisirt. Bemerkenswert ist ihre grosse Ergiebigkeit, die überdies auf das Mehrfache gesteigert werden könnte, wenn das Wasser mehrerer Ausbruchstellen zusammengeleitet würde.

30. Die Therme bei Fojnica.

Ungefähr eine halbe Wegstunde nördlich von der Bezirksstadt Fojnica entspringt eine Therme von bemerkenswerter Mächtigkeit. Die Stadt liegt 35° 33·8′ östlich von Ferro, unter 43° 57·8′ nördlicher Breite, 584 Meter über der Meeresfläche, in dem grossen Zuge paläozoischer Gesteine, welcher von Jaice bis Kreševo reicht und vom Herrn Oberbergrathe v. Mojsisovics als bosnisches Erzgebirge bezeichnet wird. In neuester Zeit wurde namentlich vom Oberbergrathe Walther festgestellt, dass die Schiefer von Fojnica schon zu den krystallinischen gerechnet werden können. Im Porojthale bestehen dieselben aus grauen und dunklen Thonschiefern; es finden sich aber auch echte Glimmerschiefer, in welchen Lamellen

von weissem Glimmer vollständig ausgebildet sind und welche mit Quarzlagen wechseln.

Nordöstlich von Fojnica liegen Antimongruben, deren Gänge bis in das Thal des Fojnicabaches, östlich von Fojnica, sich fortsetzen. In der gleichen Streichungsrichtung Nordwest — Südost kommen im Grozdianskathal bei Bakoviči ansehnliche Lager von silberhaltigen Schwefelkiesen vor. Im Thale Paulovac sind alte Baue auf Fahlerz. Von Wichtigkeit sind auch die südlich von Fojnica auftretenden Zinnobervorkommen, bei Kreševo, am Inac, auf der Pogonelica und am Zec. In der Oberska rupa bei Kreševo fällt Bachwasser in die alten Grubenbaue, in denen es sich verliert; wahrscheinlich tritt es in einem tieferen Theile des Kreševicathales wieder zu Tage.

Die Quelle wird von einem mit Holz ausgekleideten Badebassin aufgenommen, das quadratischen Querschnitt mit 4 Meter Seitenlänge hat; das Bassin befindet sich in einem hölzernen Häuschen.

Die Temperatur der Therme bestimmte ich am 27. August 1888 bei der Lufttemperatur von 16° C.; sie betrug 29·5°. Das Thermalwasser ist vollkommen klar und farblos; ich fand es auch geruchlos, doch wurde mir mitgetheilt, dass es bisweilen schwach nach Schwefelwasserstoff rieche.

Durch die qualitative Analyse wurden folgende Bestandtheile aufgefunden: Kalium, Natrium, Calcium, Strontium, Magnesium, Eisen, Mangan, Aluminium, Chlor, Schwefelsäure, Kieselsäure, Phosphorsäure und organische Substanz.

Specifisches Gewicht (auf destillirtes Wasser von 15° C. als Einheit bezogen) 1·00042.

Die quantitative Analyse ergab folgende Resultate:

Alkalien. 1996·406 Gramm Wasser gaben 0·1225 Gramm Chloride und 0·0298 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·029 Gramm Kaliumoxyd und 0·301 Gramm Natriumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Magnesium. 1379·75 Gramm Wasser gaben 0·0429 Gramm Kieselsäure, 0·1328 Gramm Calciumoxyd und 0·1086 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium, entsprechend 0·311 Gramm Kieselsäure, 0·962 Gramm Calciumoxyd und 0·283 Gramm Magnesiumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Eisen, Aluminium, Mangan, Phosphorsäure. 10138·04 Gramm Wasser gaben 0·0035 Gramm Eisenoxyd, 0·0011 Gramm Aluminiumoxyd, 0·0017 Gramm Manganoxyduloxyd und 0·0021 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium, entsprechend

0·0034 Gramm Eisenoxyd, 0·001 Gramm Aluminiumoxyd, 0·0016 Gramm Manganoxyduloxyd und 0·0012 Gramm Phosphorsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Kohlensäure. 186·3025 Gramm Wasser gaben I. 0·050 und II. 0·0495 Gramm Kohlensäure, entsprechend 2·684, respective 2·657 Gramm für 10.000 Gramm Wasser.

Schwefelsäure. 998·203 Gramm Wasser gaben 0·0358 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 0·123 Gramm Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Chlor. 998·203 Gramm Wasser gaben 0·0177 Gramm Chlorsilber, entsprechend 0·044 Gramm Chlor für 10.000 Gramm Wasser.

Organische Substanz. 500·21 Gramm Wasser verbrauchten 1·3 Cubikcentimeter Chamäleon (1 Cubikcentimeter entspricht 0·001031 Gramm Oxalsäure), demnach 0·026 Gramm organische Substanz für 10.000 Gramm Wasser.

Controlbestimmung. 707·825 Gramm Wasser gaben 0·2986 Gramm Sulfatrückstand und 0·4823 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 1·879 Gramm Oxyde für 10.000 Gramm Wasser.

Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile Wasser der Therme Fojnica.

Chlor	0·044
Schwefelsäureanhydrid	0·123
Kieselsäureanhydrid	0·311
Phosphorsäureanhydrid	0·0012
Kohlensäureanhydrid	2·671
Kaliumoxyd	0·029
Natriumoxyd	0·301
Calciumoxyd	0·962
Magnesiumoxyd	0·283
Aluminiumoxyd	0·001
Eisenoxyd	0·0034
Manganoxyduloxyd	0·0016
Strontium	Spuren
Organische Substanz	0·026
Summe der Oxyde, gefunden	1·879
„ „ „ berechnet	1·892
Specifisches Gewicht	1·00042

Säuren und Basen zu Salzen gruppirt, Werte für 10.000 Gewichtstheile Wasser.

A. Die kohlensauren Salze als normale Carbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·054
„ Natrium	0·174
Chlornatrium	0·072
Kohlensaures Natrium	0·319
„ Calcium	1·716
„ Magnesium	0·594
„ Eisen	0·0049
„ Mangan	0·0024
Phosphorsaures Calcium	0·0026
Aluminiumoxyd	0·001
Kieselsäureanhydrid	0·311
Strontiumoxyd	Spuren
Organische Substanz	0·026
Kohlensäure, halbgebunden	1·201
„ frei	0·267
Summe der festen Bestandtheile	3·276

B. Die kohlensauren Salze als wasserfreie Bicarbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·054
„ Natrium	0·174
Chlornatrium	0·072
Natriumbicarbonat	0·451
Calciumbicarbonat	2·474
Magnesiumbicarbonat	0·905
Eisenbicarbonat	0·0068
Manganbicarbonat	0·0033
Phosphorsaures Calcium	0·0026
Aluminiumoxyd	0·001
Kieselsäureanhydrid	0·311
Strontium	Spuren
Organische Substanz	0·026
Freie Kohlensäure	0·267

Die der Quelle frei entströmenden Gase bestehen aus:

Kohlensäure	5·596 Procent
Stickstoff	94·404 „

Die Therme von Fojnica, sehr arm an festen Bestandtheilen, gehört in die Reihe der indifferenten Thermen.

31. Die Therme von Banja bei Višegrad.

Die Bezirksstadt Višegrad liegt an der östlichen Landesgrenze 36° 57·5′ östlich von Ferro, unter 43° 46·9′ nördlicher Breite, 344 Meter über der Meeresfläche, in dem grossen Zuge der Triasbildungen, welcher sich von Nordwest gegen Südost nahezu ununterbrochen durch das ganze Land zieht und zwischen Rogatica und Vlašenica die grösste Ausdehnung erhält. Unmittelbar bei Višegrad durchdringt die Triasgebilde ein Serpentinmassiv von grosser Ausdehnung, eine Fortsetzung des mächtig entwickelten Serpentinzuges, welcher nordöstlich von dem Triaszuge und parallel mit diesem das Flyschgebiet durch das ganze Land durchsetzt und welcher der Träger der Chromerze ist.

Ungefähr eine Reitstunde von Višegrad entfernt tritt in einem Thale, welches von bewaldeten Bergen umgrenzt ist, an mehreren Stellen Thermalwasser in grossen Mengen zu Tage. Das Wasser der einen Thermalader fliesst durch eine in den Felsen eingemauerte Steinrinne in ein Steinbassin, das ungefähr 4 Meter lang, 3 Meter breit und $1^1/_2$ Meter tief ist. Dieses Bassin befindet sich in einem gemauerten Hause, das bereits einige Jahrhunderte bestehen dürfte.

Die Temperatur der Therme habe ich am 30. August 1888 gemessen, sie betrug 34·8° C., die Lufttemperatur zur selben Zeit 23·5° C.

Das Thermalwasser ist krystallklar, farblos und geruchlos, von fadem Geschmacke; es enthält: Kalium, Natrium, Calcium, Strontium, Magnesium, Eisen, Aluminium, Chlor, Schwefelsäure, Kieselsäure, Phosphorsäure, Kohlensäure und organische Substanzen (darunter Spuren von Ameisensäure und höheren flüchtigen Säuren).

Das specifische Gewicht wurde bei 19·8° C. bestimmt und (auf destillirtes Wasser von derselben Temperatur als Einheit bezogen) 1·0005 gefunden.

Die quantitative Analyse ergab folgende Resultate:

Alkalien. 1995·768 Gramm Wasser gaben 0·056 Gramm Chloride und 0·0214 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·021 Gramm Kaliumoxyd und 0·132 Gramm Natriumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Magnesium. 1244·12 Gramm Wasser gaben 0·0392 Gramm Kieselsäure, 0·0963 Gramm Calciumoxyd und 0·1214 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium, entsprechend 0·265 Gramm Kieselsäure, 0·774 Gramm Calciumoxyd und 0·351 Gramm Magnesiumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Eisen, Aluminium, Strontium. 10.976·72 Gramm Wasser gaben 0·0019 Gramm Eisenoxyd, 0·0015 Gramm Aluminiumoxyd, 0·0025 Gramm Strontiumnitrat, entsprechend 0·002 Gramm Eisenoxyd, 0·001 Gramm Aluminiumoxyd und 0·001 Gramm Strontiumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Chlor. 997·884 Gramm Wasser gaben 0·010 Gramm Chlorsilber und 0·0069 Gramm Silber, entsprechend 0·047 Gramm Chlor für 10.000 Gramm Wasser.

Schwefelsäure. 997·884 Gramm Wasser gaben 0·035 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 0·120 Gramm Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Kohlensäure. 186·198 Gramm Wasser gaben I. 0·0366 Gramm, II. 0·0386 Gramm Kohlensäure, entsprechend 1·965 Gramm, respective 2·073 Gramm für 10.000 Gramm Wasser.

Organische Substanz. 500·25 Gramm Wasser verbrauchten 1·4 Cubikcentimeter Chamäleon (1 Cubikcentimeter Chamäleon entspricht 0·001031 Gramm Oxalsäure), demnach für 10.000 Gramm Wasser 0·028 Gramm organische Substanz.

Controlbestimmung. 947·64 Gramm Wasser gaben 0·3284 Gramm Sulfatrückstand und 0·5381 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 1·516 Gramm Oxyde für 10.000 Gramm Wasser.

Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile Wasser der Therme Višegrad.

Schwefelsäureanhydrid	0·120
Chlor	0·047
Kieselsäureanhydrid	0·265
Kohlensäureanhydrid	2·019
Kaliumoxyd	0·021
Natriumoxyd	0·132
Calciumoxyd	0·774
Strontiumoxyd	0·001
Magnesiumoxyd	0·351
Eisenoxyd	0·002
Aluminiumoxyd	0·001
Phosphorsäure	Spuren
Organische Substanz	0·028
Summe der Oxyde, gefunden	1·516
„ „ „ berechnet	1·547
Specifisches Gewicht	1·0005

Säuren und Basen zu Salzen gruppirt. Werte für 10.000 Gewichtstheile Wasser.

A. Die kohlensauren Salze als normale Carbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·039
„ Natrium	0·181
Chlornatrium	0·077
Kohlensaures Natrium	0·021
„ Calcium	1·382
„ Strontium	0·0014
„ Magnesium	0·737
„ Eisen	0·003
Aluminiumoxyd	0·001
Kieselsäureanhydrid	0·265
Organische Substanz	0·028
Phosphorsäure	Spuren
Kohlensäure, halbgebunden	1·004
„ frei	0·010
Summe der festen Bestandtheile	2·735

B. Die kohlensauren Salze als wasserfreie Bicarbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·039
„ Natrium	0·181
Chlornatrium	0·077
Natriumbicarbonat	0·030
Calciumbicarbonat	1·990
Strontiumbicarbonat	0·0018
Magnesiumbicarbonat	1·123
Eisenbicarbonat	0·004
Aluminiumoxyd	0·001
Kieselsäureanhydrid	0·265
Organische Substanz	0·028
Phosphorsäure	Spuren
Kohlensäure, frei	0·010

Eine zweite, sehr ergiebige Ader der Therme tritt einige Schritte von der soeben beschriebenen, etwas näher der Thalsohle zu Tage; ihr Wasser zeigt bezüglich der chemischen Zusammensetzung keinen nennenswerten Unterschied gegenüber der anderen Quelle.

Nach dem geringen Gehalt an festen Stoffen und an Kohlensäure ist die Therme von Višegrad den indifferenten Thermen zuzuzählen.

Die Analysen, deren Resultate ich hier mitgetheilt habe, umfassen wohl den grössten Theil der Mineralquellen des Occupationsgebietes und insbesondere auch die wichtigsten derselben; doch existiren ausser ihnen in Bosnien immerhin noch ziemlich viele Quellen, welche noch zu untersuchen wären, so in den Quellengebieten von Zepče und Srebrenica und nach einer neuen Mittheilung des Herrn Berghauptmannes Radimsky in den Bezirken Kostajnica, Krupa, Prjedor und Banjaluka. Ich werde wohl auf diese Quellen noch zurückkommen.

Bevor ich diese Mittheilung schliesse, muss ich noch dankend der vielen Förderung und Unterstützung gedenken, welche mir bei der umfangreichen und mühevollen Arbeit zu Theil geworden ist. Die hohe Landesregierung in Serajevo, sowie alle Civil- und Militärbehörden Bosniens und der Hercegovina, mit denen ich auf meinen Reisen im Occupationsgebiete in Berührung kam, haben mit der grössten Bereitwilligkeit alle zur Erreichung des vorgesteckten Zieles nöthigen Anordnungen getroffen, insbesondere haben die Herren Kreisvorsteher von Vuković und von Horowitz, ferner der Herr Sanitätsrath Dr. Unterlugauer und die Herren Kreisärzte Dr. Duller und Dr. Januszewski die Sache wesentlich gefördert; zu ganz besonderem Danke bin ich Herrn Dr. Duller verpflichtet, der mich auf allen meinen Reisen in Bosnien begleitete und dessen Energie zum grossen Theile die rasche Erledigung der ganzen Arbeit zu danken ist.

Dass die ganze Summe von Arbeit, welche die beschriebenen 32 Analysen erfordert haben, in der verhältnismässig kurzen Zeit von kaum 3 Jahren geleistet worden ist, verdanke ich der thätigen Mithilfe, welche mir im Laboratorium zu Theil wurde. Die Herren Dr. Hammerschlag, Dr. Heider, Dr. Niessner, Dr. Obermeyer, Dr. Smita, Dr. Stampfer, Herr Magister pharmaciae Ortmann und die Herren Studirenden F. Musil, V. Kreps und v. Zeynek haben sich mit grossem Fleisse, Interesse und Erfolg an den Analysen betheiligt. Ihnen allen sage ich den besten Dank.

XII. Mineralogisches.

Von **A. Frenzel.**

13. Sideronatrit.

Der Freundlichkeit des Herrn Bergingenieur Th. Hohmann verdanke ich wiederum eine grössere Anzahl chilenischer Mineral-Vorkommnisse, über welche ich im nachstehenden berichte.

Ein gelbes Mineral ergab sich als ident mit dem von A. Raimondi in Lima beschriebenen Sideronatrit. Man vergleiche Perus Mineralien in der Zeitschrift für Krystallographie, 1882, Bd. 6, pag. 627.

Das Mineral zeigt gelbe Farbe mit einem Stich in das Rothe. In der Farbenscala von Radde stimmt die Farbe am besten überein mit orange 5, *r*. Das Pulver ist strohgelb. In den reinsten Abänderungen ist das Mineral lebhaft seidenglänzend und überhaupt von wunderschönem Aussehen. Infolge des lebhaften Glanzes gewinnt das Mineral fast ein metallisches Ansehen und die Bergleute nennen es litargirio (Bleiglätte), wegen der Aehnlichkeit mit dieser Substanz. Dieser chilenische Sideronatrit tritt wie der peruanische in faserigen bis breitstengeligen oder kurzblätterigen Massen auf.

Er findet sich in Lagen bis zu 5 Centimeter Mächtigkeit. Krystallisirt tritt das Mineral nicht auf. Es spaltet jedoch sehr vollkommen nach den drei Flächenpaaren und bei den kleinen Spaltungsgestalten ist die Basis auch seitlich geneigt, weswegen ich den Sideronatrit für triklin halte. Nach Raimondi soll das Mineral dem monoklinen System angehören. Das specifische Gewicht beträgt 2·31, die Härte ist gering, nicht genau zu ermitteln, die Masse zerbröckelt ausserordentlich leicht; nach Raimondi beträgt die Härte $2^1/_2$. Die chemische Zusammensetzung ist die folgende:

Schwefelsäure . .	42·93	Procent
Eisenoxyd . . .	22·86	„
Natron	17·49	„
Wasser	15·66	„
	98·94	

Hieraus berechnet sich folgendes Atomverhältnis:

$$\frac{42\cdot93}{80} = 0\cdot536 - 3\cdot75 - 4$$
$$\frac{22\cdot86}{160} = 0\cdot143 - 1 \quad - 1$$
$$\frac{17\cdot49}{62} = 0\cdot282 - 1\cdot97 - 2$$
$$\frac{15\cdot66}{18} = 0\cdot87 \quad - 6\cdot08 - 6$$

Das ergibt die Formel $2\,Na_2SO_4 + Fe_2S_2O_9 + 6\,H_2O$.

Das Wasser entweicht bei einer Temperatur von 300° C. bereits vollständig. Für den peruanischen Sideronatrit berechnete Raimondi die Formel $Na_2SO_4 + Fe_2S_2O_9 + 6\,H_2O$. Allein es liegt hier ein Fehler vor, durch Berechnung der Raimondi'schen Analysenresultate gelangt man zu genau gleichem Resultat. Raimondi fand

Schwefelsäure . .	45·15	4·0
Eisenoxyd . . .	22·58	1
Natron	16·28	1·85
Wasser	16·03	6·3
	100·04	

Fundort des chilenischen Sideronatrit ist das Grubengebiet von Sierra Gorda bei Caracoles, woselbst, ausser auf Kupfer, hauptsächlich auf silberhaltige Bleierze Bergbau getrieben wird.

Wie es scheint, dürfte der Sideronatrit aus einer Umwandlung des Hohmannit hervorgegangen sein, es müsste sonach eine Aufnahme von Natron stattgefunden haben. In der Sendung befinden sich nämlich einige Stufen, welche im Innern aus dem braunrothen Hohmannit, nach aussen aber aus dem gelben Sideronatrit bestehen.

14. Hohmannit.

Ein noch grösseres Interesse beansprucht der Hohmannit, welcher mir nun in herrlichen Exemplaren vorliegt. Während die erste Sendung dieses Minerals Exemplare brachte von trüben, undurchsichtigen, braunen Massen, die sich fast zusehends in eine weiche, ockergelbe Masse verwandelten, lernt man jetzt den Hohmannit als eines der prachtvollsten Minerale kennen. Dieser Hohmannit ist in dünnen Blättchen und Kryställchen bis durchsichtig, von schön braunrother Farbe und lebhaftem Glasglanz. Er tritt in wirr- oder radialfaserigen

Krystallaggregaten, auch in kleinen derben Partien auf. Die nach Wülfing triklinen Krystalle werden gebildet von dem Brachy- und Makropinakoid und begrenzt von pyramidalen und domatischen Flächen.

Spaltbar gleich und sehr vollkommen nach dem Brachy- und Makropinakoid, weniger vollkommen nach der Basis. Die Härte ist 3, das specifische Gewicht 2·17. Dieser prachtvolle Hohmannit bleibt an der Luft unverändert, im Gegensatz zu den zuerst erhaltenen kastanienbraunen Hohmanniten (diese Mittheilungen, Bd. 9, pag. 397). Die chemische Zusammensetzung ist folgende:

Schwefelsäure . .	35·76	Procent
Eisenoxyd . . .	37·03	„
Wasser	27·71	„
	100·50	

Es ist also dieselbe Zusammensetzung, wie sie der braune Hohmannit und der Amarantit ergaben, entsprechend der Formel $Fe_2O_3 . 2SO_3 + 7H_2O$.

Fundort dieses herrlichen Minerals ist das Grubengebiet von Sierra Gorda bei Caracoles. Dasselbe kommt auf einem Gange vor, der hauptsächlich silberhaltige Bleierze (Carbonate und Bleiglanze mit einem Gehalt von durchschnittlich 0·5 Procent Silber) führt. Auf dem Gange finden sich noch: Ged. Gold, Zinkblende, Kupferkies, Atakamit, Eisenkies, Eisenvitriol, Copiapit etc.

Ein zweites abweichendes Vorkommen von Hohmannit stammt von der Sierra de la Caparrosa, dem Fundort von Amarantit und dem braunen, sich umwandelnden Hohmannit, zwischen Calama und Sierra Gorda gelegen, ungefähr fünf Kilometer westlich vom Kilometer Nr. 205 der Eisenbahnlinie Antofagasta-Huanchaca.

Der Hohmannit des zweiten Vorkommens ist von braunrother Farbe, welche lichter ist als die Farbe des schönen Hohmannit von der Sierra Gorda. Auch das Vorkommen ist ein anderes. Es gibt hier keine freien Krystalle, sondern die viel grösser und breiter ausgebildeten Krystalle finden sich nur in Copiapit eingewachsen, und zwar meist in der Weise, dass eine grössere Partie des grünen Copiapit rings von Hohmannit umgeben ist, so dass die Hohmannit-Krystallindividuen in die Copiapitmasse hineinragen und in der-

selben eingebettet sind. Dieser Hohmannit ist nach aussen zu wieder von einer schmutzig-weissen Kruste überzogen.

Diese zwei Vorkommnisse des Hohmannit zeigen nicht die Umwandlung in einen gelben Ocker, wie die zuerst beschriebene kastanienbraune Varietät. Keineswegs ist aber der gelbe Ocker, das Zersetzungsproduct des Hohmannit, hervorgegangen aus der Umwandlung des Amarantit, wie Herr Darapsky behauptet im Bolitin de la Sociedad Nacional de Mimeria 1. Juni 1888, Nr. 108. Auch Herr Hohmann theilt mir brieflich mit, dass die gelbe ockerige Masse effectiv das Verwitterungsproduct des Hohmannit sei: „die Zersetzung des grossblätterigen, im frischen Bruche glasglänzenden und kastanienbraunen Hohmannit vollzieht sich sozusagen momentan, wie ich neulich wieder an Ort und Stelle beobachtet habe, während die schönen, radialfaserigen Massen viel widerstandsfähiger sind."

Diese verschiedenen Eisensulphate haben sich gewiss keineswegs direct aus der Oxydation des Eisenkieses gebildet, sondern es sind weitere Processe und Umbildungen vor sich gegangen. Eine Stufe Copiapit aus der Sierra Gorda von schwärzlich-grüner Farbe liess beim Zerschlagen eine merkwürdige Beziehung des Hohmannit zu dem Copiapit erkennen. An der oberen und unteren Seite der Copiapitplatte wird die feinkörnige dunkelgrüne, glanzlose Copiapitsubstanz blätterig und die Blättchen zeigen eine gelbbraune Farbe und starken Glanz; noch weiter nach aussen gehen die Blättchen in Hohmannit über. Bei Anschauung dieser Stufe kann man sich des Gedankens nicht erwehren, dass der Hohmannit einer Umwandlung des Copiapit sein Entstehen verdanke.

15. Quetenit.

Ein Vorkommen der Grube Salvador in Quetena, acht Kilometer westlich von Calama, zeigt gewisse Aehnlichkeiten mit Hohmannit, ergab sich indessen als ein selbständiges Mineral.

Von Farbe rothbraun, undurchsichtig bis durchscheinend, schwacher Fettglanz, Härte 3, specifisches Gewicht 2·08—2·14. Das Mineral tritt in derben Massen auf, von Kupfervitriol begleitet. In Kupfervitriol eingewachsen finden sich säulenförmige, undeutliche Krystalle, an denen ein Prisma vorherrscht und die eine Streifung zeigen parallel der Längsaxe.

Diese Krystalle sind monoklin oder triklin; wegen unzureichenden Materials nicht sicher zu bestimmen. Die Spaltbarkeit geht ziemlich vollkommen nach den verticalen Flächenpaaren.

Die chemische Zusammensetzung ist nach Abrechnung des beigemengten Kupfervitriols folgende:

Schwefelsäure . .	37·37	Procent
Eisenoxyd . . .	22·70	„
Magnesia . . .	5·92	„
Wasser	34·01	„
	100·00	

Daraus berechnet sich das Verhältnis:

$$SO_3 : Fe_2O_3 : MgO : H_2O$$
$$3 \quad 1 \quad 1 \quad 13$$

und also die Formel

$$Fe_2S_2O_9 + MgSO_4 + 13H_2O,$$

welche erfordert:

3 SO_3	240	35·61
Fe_2O_3	160	23·74
MgO	40	5·93
13 H_2O	234	34·72
	674	100·00

Der Quetenit wird von Wasser zersetzt unter Hinterlassung von Eisenoxyd. Geschmack schwach vitriolisch. Name nach dem Fundort.

16. Gordait.

Als Begleiter des Sideronatrit finden sich einige Minerale, wie Gordait, Natronalaun und ein dem Jarosit ähnliches Mineral. Letzteres Mineral konnte bislang nicht untersucht werden wegen der Unmöglichkeit der Beschaffung genügend reinen Materials zur Analyse.

Die Lagen des Sideronatrit werden von einer dünnen Lage Gordait begrenzt, darauf folgt eine stärkere Lage des braunen dem Jarosit ähnlichen Minerals und auf dieses eine schwache Lage Natronalaun. Kleine Partien des Gordait sind indessen sowohl in dem gelben faserigen Sideronatrit, als auch in dem feinkörnigen bis dichten, dem Jarosit ähnlichen Mineral eingeschlossen.

Der Gordait ist glasglänzend, wasserhell, weiss bis lichtgrau.

Er tritt in zwei Abänderungen auf, einmal krystallisirt und in kleinen, kurzen, breittafeligen, eingewachsenen Spaltstückchen und zweitens in parallel- oder radialfaserigen Partien. Während die Krystalle und die im Sideronatrit und Jarosit eingewachsenen Spaltstückchen wasserhell bis weiss sind, haben die faserigen Massen lichtgraue Farbe. Die Härte des Minerals ist $2^1/_2$—3, das specifische Gewicht 2·61, die Structur faserig.

Es tritt in kleinen, undeutlichen, verwachsenen Kryställchen auf, die dem triklinen System angehören dürften. Die Kryställchen sind säulenförmig, die lateralen Flächen vertical gestreift, am flächenreichen Pol herrscht die Basis vor, deren Schiefe nicht zu erkennen ist. Die Spaltbarkeit geht nach den verticalen Flächenpaaren vollkommen, doch sieht man Bruch.

Die chemische Zusammensetzung des Gordait ist die folgende:

Schwefelsäure . .	50·85	Procent
Eisenoxyd . . .	19·42	„
Natron	22·36	„
Wasser	7·33	„
	99·96	

Dieser Mischung entspricht das Verhältnis:

$$\begin{matrix} SO_3 & : & Fe_2O_3 & : & Na_2O & : & H_2O. \\ 5 & & 1 & & 3 & & 3 \end{matrix}$$

woraus sich folgende Formel ergibt:

$$Fe_2S_3O_9 + Na_6S_3O_{12} + 3H_2O,$$

welche erfordert:

Fe_2O_3	160	20·00	Procent
3 Na_2O	186	23·25	„
5 SO_3	400	50·00	„
3 H_2O	54	6·75	„
	800	100·00	

Bei 100° C. entweicht kein Wasser, bei 300° C. geht sämmtliches Wasser fort. Von derartigen gewässerten Eisennatriumsulphaten kennt man schon eine grössere Anzahl, nämlich:

Sideronatrit .	2 Na_2O,	Fe_2O_3,	3 SO_3,	6 H_2O.
Urusit . .	2 Na_2O,	Fe_2O_3,	4 SO_3,	8 H_2O
Bartholomit .	2 Na_2O,	Fe_2O_3,	4 SO_3,	2 H_2O
Ferronatrit .	3 Na_2O,	Fe_2O_3,	6 SO_3,	6 H_2O
Gordait . .	3 Na_2O,	Fe_2O_3,	5 SO_3,	3 H_2O.

Am interessantesten hiervon ist gewiss der Gordait, weil nämlich dieses Mineral, trotzdem es 20 Procent Eisenoxyd enthält, wasserhell ist. Fundort Sierra Gorda, daher der Name.

17. Sonstige Vorkommnisse.

Was ich Freund Hohmann sonst noch verdanke an mehr oder weniger interessanten Mineralvorkommnissen, sei im Folgenden erwähnt.

Amarantit.

Von Sierra de la Alcaparrosa. Eingewachsen in Copiapit und begleitet von zersetztem Hohmannit, welch letzterer an diesem Stücke infolge faseriger Structur Fibroferrit ähnlich ist.

Ein zweiter Fundort ist die Grube Salvador in Quetena bei Calama. Hier kommt das Mineral in Kupfervitriol eingewachsen vor; dieser Amarantit zersetzt sich auch, wie der kastanienbraune Hohmannit und wandelt sich in eine gelbe, ockerige Masse um.

Copiapit.

Sehr merkwürdig ist die an diesem Mineral zu beobachtende grosse Verschiedenheit in Farbe und Structur. Die Farbe ist bald licht- bis dunkelgelb, bald licht- bis dunkelgrün, selbst gelblichroth. Ebenso ist die Structur feinkörnig bis dicht, andererseits blätterig. Herr Hohmann theilte mir brieflich mit, dass Copiapit, welcher auf den Grubenhalden den directen Sonnenstrahlen längere Zeit ausgesetzt wird, eine prachtvolle, lebhafte, smaragdgrüne Farbe annimmt, welche sich im Dunkeln wieder in ein gewöhnliches Schmutziggelb verwandelt. Sierra Gorda liegt ebenso wie Quetena in der Wüste Atakama, ersteres 1650, letzteres 2500 Meter über dem Meeresspiegel. Es regnet dort nur äusserst selten, die Luft ist beinahe absolut trocken, die Atmosphäre infolge dessen meistens sehr rein

und klar und die Einwirkung der Sonnenstrahlen ist auf die denselben direct ausgesetzten Körper eine sehr intensive.

Fundorte: Sierra de la Alcaparrosa.
Sierra Gorda bei Caracoles.
Grube Salvador in Quetena bei Calama.

Coquimbit.

Von blauer Farbe. Krystallisirt und derb. Structur körnig bis dicht. An den Krystallen konnten rhomboedrische Formen, die G. Linck von Tierra amarilla beschrieb (Zeitschr. f. Krystallographie. XV, 5), nicht beobachtet werden, sondern nur die einfache hexagonale Combination $\infty P.\ oP$.

Römerit.

Trikline Krystalle von lebhaftem Glasglanze und lichtbräunlicher Farbe. Die Formen stimmen überein mit der von G. Linck gegebenen Abbildung Fig. 10 a. a. O. Fundort: Sierra Gorda bei Caracoles.

Ferner in derben Massen von dunkelbrauner Farbe, begleitet von weisslich-grünem Eisenvitriol. Fundort: Sierra de la Alcaparrosa.

Atakamit.

In schönen, grossen, durchscheinenden Krystallen, begleitet von krystallisirtem Römerit.

Fundort: Sierra Gorda bei Caracoles.

Kupfervitriol.

Trikline Krystalle und derb. Infolge eines Gehaltes an Eisensulphat zeigt der Kupfervitriol nicht berlinerblaue, sondern grünlichblaue Farbe.

Die Krystalle zum Theil von einem rothen Eisenocker überzogen.

Fundort: Grube Salvador in Quetena bei Calama.

Keramohalit.

In derben Massen, dicken Krusten und faserig. Von weisser Farbe. Von der Sierra de la Caparrosa zwischen Calama und der Sierra Gorda.

Steinsalz.

Als Oberflächenablagerung, von Arequipa in Perú.

Opal.

Weiss, trübe, in Platten vorkommend, mit einer Kruste eines weissen pulverigen Minerals überzogen, specifisches Gewicht 2·00. Von Ceres, zwischen Calama und Ascotan gelegen, 2690 Meter über dem Meeresspiegel, 270 Kilometer per Eisenbahn von Antofagasta. Der Opal scheint für Chile neu zu sein, wenigstens erwähnt Domeyko keinen chilenischen Fundort.

Martit.

Schwarz, mit rothem Striche, schwach magnetisch, vollkommen spaltbar nach dem Oktaeder! Ein besonders schönes Vorkommen. Von Ascotan.

Wulfenit.

Von morgenrother Farbe. Tafelartige Krystalle $0P . \infty P . \infty P2$ und pyramidale Formen. Mit Bleiglanz. Von San Pedro de Coilpa.

Jodblei.

Als Anflug, nicht besonders schön, von röthlichgelber Farbe. Grube Cuatro Ties, Sierra Gorda bei Caracoles.

Cotunnit.

In sehr kleinen, spitzpyramidalen Krystallen, welche häufig die Basis zeigen, wasserhell bis bläulich, auf Bleiglanz sitzend.

Sierra Gorda bei Caracoles.

Fahlerz.

Tetraedrische, doch unschöne Krystalle, mit einem Silbergehalt von 12 Procent, und derbe Massen. Begleiter Eisenkies und Kupferkies. Von der Grube Pulacayo bei Huanchaca in Bolivia.

Zinkblende.

Krystallisirt und derb, von brauner bis schwarzer Farbe. Begleiter Eisenspath. Von Borco in Bolivia.

Turmalin.

Derbe, strahlige Massen von schwarzer Farbe, mit Kieselkupfer verwachsen. Von Quebrada de Ocharaza Mocha, Valle de Tarapacá.

Paposit.

Von röthlich-brauner Farbe, in radialfaserigen Massen, mit Kupfervitriol verwachsen. Von Paposo.

Das Mineral wurde von Stüven an Herrn Bergrath Stelzner für die Sammlungen der Freiberger Bergakademie gesandt.

Im Jahre 1888 übergab Herr Bergrath Weisbach reines Analysenmaterial an Herrn Oberbergrath Winkler. Die Analyse, von Herrn Gräbner unter Leitung Winkler's ausgeführt, ergab folgendes Resultat:

Eisenoxyd	35·92	Procent
Schwefelsäure	36·18	„
Wasser	28·13	„
	100·23	Procent

Diese Zusammensetzung entspricht genau der Formel

$$Fe_2O_3 \,.\, 2SO_3 + 7H_2O.$$

Die Analysen von Stüven und Darapsky sind somit unrichtig, weil mit unreinem Material ausgeführt, und der Paposit ist nun mit dem Hohmannit zu vereinigen, dessen chemische Zusammensetzung und Krystallisation zuerst genauer ermittelt wurden.

Auch der Amarantit dürfte nur als eine mikrokrystallinische Varietät des Hohmannit anzusehen sein.

XIII. Ueber Dolomit und Magnesit und über die Ursache der Tetartoëdrie des ersteren.

Von **F. Becke** (Czernowitz).

Mit Tafel IV und 2 Textfiguren.

Inhalt.

Bei einem Besuche in Coblenz zeigte mir Herr Seligmann einige ausgezeichnete Dolomitkrystalle seiner Sammlung, an denen er das Auftreten von Hemiskalenoëdern bemerkt hatte. Auf meine Bitte gestattete der Genannte eine genauere Untersuchung dieser Krystalle, wofür ich zu um so lebhafterem Danke verpflichtet bin, als die Prüfung einiges Neue über die Formen des Dolomit kennen lehrte.

Die Resultate der Untersuchung, welche somit eine Ergänzung meiner früheren Mittheilung[1]) über Dolomitformen bildet, werden im Folgenden kurz mitgetheilt.

Dolomit von Binnenthal.

Literatur: Hessenberg, Min. Not. Nr. 3, 13 . 1861.
Des Cloizeaux, Manuel. II, 127 . 1874.
Groth, Strassb. Samml. 128 . . . 1878.
Tschermak, Diese Mitth. IV, 106 . 1881.
Hintze, Zeitschr. f. Kryst. VII, 438 . 1883.
Becke, Diese Mitth. X, 118 . . . 1888.

Am Dolomit von Binnenthal sind bis jetzt folgende Formen beobachtet [2]):

[1]) Diese Mitth. 1888, Bd. X, pag. 93.

[2]) Mit Ausschluss der Vicinalflächen, welche namentlich auf p stark entwickelt sind.

o	(111)	$0R$
a	$(10\bar{1})$	$\infty P2$
m	$(3\bar{1}\bar{1})$	$+4R$
p	(100)	$+R$
g	(511)	$+{}^{4}/_{7}R$
e	(311)	$+{}^{2}/_{5}R$
r	$(11.11.8)$	$-{}^{1}/_{10}R$
η	$(33\bar{1})$	$-{}^{4}/_{5}R$
ϱ	$(55\bar{4})$	$-{}^{8}/_{2}R$
φ	$(11\bar{1})$	$-2R$

$$h\ (73\bar{1})\ +\frac{r}{l}\,\frac{{}^{3}/_{8}P2}{2}$$

$$K(20\bar{1})\ +\frac{r}{l}\,\frac{R3}{2}$$

$$d\ (51\bar{4})\ -\frac{l}{r}\,\frac{{}^{2}/_{3}R9}{2}$$

$$\mathfrak{q}\ (31\bar{3})\ -\frac{l}{r}\,\frac{2R3}{2}$$

$$\mathfrak{i}\ (72\bar{6})\ -\frac{l}{r}\,\frac{R^{13}/_{3}}{2}$$

$$'\mathfrak{K}\ (7\bar{5}\bar{1})\ +\frac{l}{r}\,\frac{4R3}{2}$$

Die vorliegenden Krystalle von Imfeld, Binnenthal, sind bald mehr tafelförmig, bald mehr nussförmig und erreichen Dimensionen bis zu 3 Centimeter. Sie zeigen im wesentlichen die für diesen Fundort charakteristische Combination $o\,p\,\eta\,\varphi$ mit untergeordneten Flächen von m. Zu diesen Flächen kommt hier vor Allem noch das für Binnenthal neue

$$\vartheta\ (110)\ -{}^{1}/_{2}R.$$

Ferner treten an einigen Krystallen dort, wo die Randkanten eines einfachen Individuums entwickelt sind, kleine Facetten auf, welche sich auf die Formen $a\,K'\mathfrak{K}\,d$ und auf zwei neue:

$$\alpha\ (513)\ -\frac{l}{r}\,\frac{{}^{8}/_{3}P2}{2}$$

$$\gamma\ (91\bar{7})\ -\frac{l}{r}\,\frac{{}^{16}/_{3}P2}{2}$$

zurückführen lassen.

Ausserdem treten zwischen δ und o, p und o, ferner an einigen Stellen am Rande Flächen auf, die wahrscheinlich als Prärosionsflächen aufzufassen sind.

Beschreibung der Formen.

Die herrschenden Formen zeigen die schon bekannten Oberflächensculpturen. o ist an manchen Exemplaren stark gestreift parallel den Kanten $[p\,o]$. p zeigt denselben Bau, wie er l. c. von mir beschrieben wurde. Insbesondere ist die Treppenbildung

zwischen p und η im $+\frac{l}{r}$ Krystallraum und die dieser entsprechende feine Streifung auf η sehr ausgeprägt. Minder deutlich sind die Vicinalflächen p^{η} und p^{φ}, ebenso die p^{o}, indem auch in diesen Richtungen ein treppenartiges Absetzen der Fläche p auftritt, welches verhindert, dass diese Vicinalflächen sich stärker ausdehnen. Zu diesen Vicinalen kommt hier noch eine neue Reihe, welche ebenfalls im $+\frac{r}{l}$ Krystallraum zwischen p^{o} und p^{η}, ersterer Reihe aber näher liegt. Bei der Reflexion verursachen diese Vicinalen einen ziemlich continuirlichen Strahl; in zwei Fällen wurde für das Ende dieses Strahles (er mag das Zeichen p^{r} führen) bei Einstellung der Zone $p\,o$ der Winkel (ε) in der Zone von o und gleichzeitig die Abweichung (δ) von dieser Zone gemessen. Unter $p\,q$ ist als Ortsymbol das zweizifferige Goldschmidt'sche Zeichen angeführt.

	ε	δ	$p\,q$
p^{r}	40° 38′	1°	0·935 . 0·852
	41° 8′	47′	0·942 . 0·876

Der Winkel, den dieser Strahl mit $[p\,o]$ an p bildet, berechnet sich im ersten Fall zu 16° 4′, im zweiten zu 17° 14′. Das entspricht in beiläufiger Annäherung der Zone $[0\bar{1}2]$, welche 15° 32′ für diesen Winkel verlangen würde.

Die Flächen von φ η und m bieten nichts Bemerkenswertes.

Die bisher am Dolomit von Binnenthal nicht beobachtete und überhaupt am Dolomit seltenere Form $\delta^{\cdot}$ (110) — $^{1}/_{2}R$ ist durch den Zonenverband leicht zu bestimmen. Sie bildet bald breitere, bald schmälere Abstumpfungen der Kante $[o\;\eta]$, welche gleichzeitig mit beiden benachbarten p parallele Kanten bilden. Die Flächen erscheinen ganz matt; mikroskopisch untersucht zeigen sich pfriemenförmige Vertiefungen, welche ihre langgezogene Spitze der Kante $\delta^{\cdot}\,\eta$ zukehren und wie Aetzfiguren aussehen.

Die Fläche $\delta^{\cdot}$ gibt nur bei streifender Incidenz ein röthliches Reflexbild. Der Winkel zu o wurde gemessen.

	Messung	Rechnung
$o\,\delta^{\cdot} = 111\,.\,110$	25° 55′	25° 40′

Die Verhältnisse der kleinen Facetten am Seitenrande lassen sich am besten an dem in Fig. 1, Taf. IV abgebildeten Bruchstück eines grossen

Krystalls übersehen. An demselben erlaubt insbesondere die charakteristische Treppenbildung zwischen p und η im $+\frac{l}{r}$ Krystallraum, sowie minder deutliche Vicinalflächen p^{φ} auf p die Orientirung vorzunehmen. Die oben angeführten Formen treten hier mit folgenden Einzelnflächen auf:

a $1\bar{1}0$, K $1\bar{2}0$, $'\mathfrak{K}$ $7\bar{5}\bar{1}$, d $4\bar{5}\bar{1}$, γ $7\bar{9}\bar{1}$, α $3\bar{5}\bar{1}$.

Die Flächen a und K liegen in der Zone [001] mit folgenden Winkeln.

		Messung	Rechnung
$p_1\,a$	$100 . 1\bar{1}0$	53° 4′	53° 7·5′
$p_2\,a$	$0\bar{1}0 . 1\bar{1}0$	53° 6′	53° 7·5′
$K\,p_2$	$1\bar{2}0 . 0\bar{1}0$	29° 11′	29° 10·0′
$K\,a$	$1\bar{2}0 . 1\bar{1}0$	23° 58′	23° 57·5′

a ist eine schmale, aber gut reflectirende Fläche; K ist sehr schmal (die Figur gibt es zu breit) und liefert einen stark in die Länge gezogenen, aber einfachen Reflex.

$'\mathfrak{K}$ ist schmal, aber glatt und eben und gibt ein recht gutes Signal. Sie liegt in den Zonen $a\,m$ [112] und $\varphi\,\eta$ $[23\bar{1}]$, welche goniometrisch constatirt wurden, ausserdem wurden die Winkel zu p gemessen.

		Messung	Rechnung
$'\mathfrak{K}\,p_1$	$7\bar{5}\bar{1} . 100$	43° 44′	43° 46·1′
p_2	$0\bar{1}0$	63° 9′	63° 12·7′
a	$1\bar{1}0$	12° 16′	12° 14·4′
m	$3\bar{1}\bar{1}$	20° 50′	20° 49′
φ	$1\bar{1}\bar{1}$	37° 53′	37° 54·4′
η	$3\bar{1}3$	57° 37′	57° 34·9′

Die neue Form α, welche die Lage einer verwendeten Pyramide hat, bildet eine kleine glänzende und ebene Facette; sie reflectirt etwas weniger gut als $'\mathfrak{K}$, der Reflex ist etwas dilatirt, aber einfach. Die Richtigkeit der Bestimmungen ergibt sich aus den Zonen $p_1\,'\mathfrak{K}\,\alpha$ $[05\bar{1}]$ und $\varphi\,K$ [211], sowie aus den folgenden Winkeln.

		Messung	Rechnung
$a\ p_1$	$3\bar{5}\bar{1} . 100$	75° 23′	75° 28·3′
φ	$1\bar{1}\bar{1}$	27° 14′	27° 7·2′
K	$1\bar{2}0$	10° 27′	10° 24·8′
p_2	$0\bar{1}0$	32° 32′	32° 30·6′
a	$1\bar{1}0$	24° 12′	24° 15·4′
$'\mathfrak{K}$	$7\bar{5}\bar{1}$	31° 38′	31° 42·2′

Die beiden noch übrigen Formen d und γ lassen sich nicht mit derselben Sicherheit bestimmen, wie die vorigen. Beide Flächen sind gekrümmt und geben kein einheitliches Lichtbild, sondern einen Reflexstreifen. d liefert ein besenartig zerflatterndes Lichtbild, dessen hellster Theil in der Zone $p_1\ \alpha$ $[05\bar{1}]$ liegt. In dieser erstreckt sich derselbe über einen Raum von 4°, entsprechend den Winkeln

$$p_1\, d = 64^\circ\ 42' \text{ bis } 68^\circ\ 54' \ (100 . 4\bar{5}\bar{1} = 66^\circ\ 34{\cdot}5' \text{ berechnet}).$$

Eine verhältnismässig helle Stelle dieses Reflexstreifens liegt in der Zone $a\ \delta$ $[11\bar{1}]$ und gibt den Winkel

		Messung	Rechnung
$a\ d$	$1\bar{1}0 . 4\bar{5}\bar{1}$	15° 24′	15° 19′

Die Fläche γ gibt einen sehr lichtschwachen Reflexstreifen, welcher in die Zone $a\ \alpha$ fällt. Die gemessenen Winkel sind:

		Messung	Rechnung
$a\ \gamma$	$7\bar{9}\bar{1} . 1\bar{1}0$	11° 41′ bis 13° 31′	12° 41·8′

Die Mitte dieses Reflexstreifens fällt gleichzeitig in die Zone $p_2\ '\mathfrak{K}$ $[\bar{1}07]$ und es wurde in dieser gemessen:

		Messung	Rechnung
$\gamma\ '\mathfrak{K}$	$7\bar{9}\bar{1} . 7\bar{5}\bar{1}$	21° 8′	21° 16·1′

d $7\bar{5}\bar{1}$ und γ $7\bar{9}\bar{1}$ fallen auch in eine Zone mit φ $1\bar{1}\bar{1}$, was sich allerdings bei der ungünstigen Beschaffenheit der Reflexe nur beiläufig constatiren liess.

An einem zweiten Fragment finden sich mit Ausnahme von K dieselben Flächen wieder; da dieser Krystall, obgleich zu Messungen weniger geeignet, die Zonenverbände zwischen $\alpha\ \gamma\ a$ und $\alpha\ d\ '\mathfrak{K}$ besonders gut zeigte, so wurde nach demselben die idealisirte Combination Fig. 2 gezeichnet. An diesem Krystalle wurde gemessen:

		Messung	Rechnung
$a\,p_1$	$10\bar{1}.100$	.... 53° 6′	53° 7·5′
$a\,p_3$	$10\bar{1}.00\bar{1}$	.... 53° 6′	53° 7·5′
$p_3\,'\mathfrak{K}$	$00\bar{1}.51\bar{7}$	.... 43° 49′	43° 46·1′
$p_3\,d$	$00\bar{1}.51\bar{4}$	. 63° 40′ bis 67° 23′	66° 34·5′
$p_3\,\alpha$	$00\bar{1}.51\bar{3}$	.... 75° 5′	75° 28·3′
$a\,\alpha$	$10\bar{1}.51\bar{3}$	.... 24° 41′	24° 15·4′
$o\,\alpha$	$111.51\bar{3}$	.... 65° 23′	65° 44·6′
$a\,\gamma$	$10\bar{1}.91\bar{7}$	.... 12° 31′	12° 41·8′
$o\,\gamma$	$111.91\bar{7}$	.... 77° 27′	77° 18·2′
$p\,\gamma$	$100.91\bar{7}$	.... 42° 0′	41° 56·3′
$p\,'\mathfrak{K}$	$100.51\bar{7}$	.... 63° 7′	63° 12·7′

Die Fläche α beim ersten Krystall glatt, glänzend und eben, ist hier zwar viel grösser, aber rauh, von Aetzgrübchen bedeckt und gibt ein wolkiges Lichtbild. Daher die grösseren Abweichungen.

An einem dritten Krystall wurden nur kleine Facetten von a, K, $\mathfrak{K}$, d und α beobachtet. Die Messung ergab:

		Messung	Rechnung
$a\,p_1$	$10\bar{1}.100$	.... 53° 5′	53° 7·5′
$a\,p_2$	$10\bar{1}.0\bar{1}0$	.... 53° 10′	53° 7·5′
$a\,K$	$10\bar{1}.1\bar{2}0$	.... 24° 2′	23° 57·6′
$p_2\,K$	$0\bar{1}0.1\bar{2}0$	.... 29° 8′	29° 10′
$a\,'\mathfrak{K}$	$10\bar{1}.7\bar{5}\bar{1}$	.... 12° 25′	12° 14·4′
$'\mathfrak{K}\,m$	$7\bar{5}\bar{1}.3\bar{1}\bar{1}$	.... 20° 33′	20° 49′
$p_1\,'\mathfrak{K}$	$100.7\bar{5}\bar{1}$	.... 43° 38′	43° 46·1′
$p_1\,d$	$100.4\bar{5}\bar{1}$	.. 65° 3′ bis 68° 1′	66° 34·5′
$p_1\,\alpha$	$100.3\bar{5}\bar{1}$	.... 75° 12′	75° 28·3′
$a\,\alpha$	$10\bar{1}.3\bar{5}\bar{1}$	.... 24° 9′	24° 15·4′
$o\,\alpha$	$\bar{1}\bar{1}\bar{1}.3\bar{5}\bar{1}$	.... 65° 51′	65° 44·6′

Hier ist namentlich die ausserordentliche Kleinheit der Flächen, die infolge dessen stark dilatirte Bilder geben, einer genaueren Messung hinderlich.

An und für sich würden die Messungen an den Krystallen 2 und 3 nicht beweisend sein für die Richtigkeit der Bestimmung. Im Zusammenhalt mit den genaueren Messungen an Krystall 1 erhalten sie doch als weitere Bestätigungen einen Wert.

Die hier wieder beobachtete Fläche *d* $(51\bar{4})$, sowie *α* $(51\bar{3})$ und *γ* $(91\bar{7})$ fallen in jenen Krystallraum, welcher bei so vielen Dolomitkrystallen der Sitz krummer und unvollkommener Flächenbildungen ist. Diesen Charakter tragen denn auch *d* und *γ* sehr deutlich zur Schau, während *α*, das schon die Grenze jenes Raumes zu bezeichnen scheint, wieder besser ausgebildet ist.

Prärosionsflächen.

Zwischen *δ* und *o* schiebt sich an allen vorliegenden Krystallen eine manchmal recht breit entwickelte Fläche ein, die sich durch lebhaften, namentlich im Gegensatz zu dem matten *δ·* sehr auffallenden Glanz, starke Krümmung in der Zone der Rhomboëder und durch eine kräftige unsymmetrisch verlaufende Streifung auszeichnet. Vergl. Fig. 3.

Diese Fläche gibt keine gut messbaren Reflexe. Man erhält stets eine über mehrere Grade verstreute Lichtwolke. Beiläufige Einstellungen auf das Maximum derselben lassen starke Schwankungen in der Lage desselben erkennen, so dass diese krumme Fläche auf keine einfache typische Krystallfläche zurückführbar ist.

Hierfür folgende Beispiele:

Winkel mit 0 111		I	II	III	IV
Anfang	des Reflexstreifens	8° 0′	8° 36′	8° 30′	9° 35′
Maximum	des Reflexstreifens	11° 57′		9° 56′	
Ende	des Reflexstreifens	12° 10′	10° 1′	11° 30′	10° 50′

Dabei ist oft zu beobachten, dass die hellsten Theile der Reflexwolke nicht in die Rhomboëderzone fallen, sondern $^1/_2$ bis 1° seitwärts liegen.

Die reicher entwickelten Reflexwolken lassen eine Art Schichtung erkennen, indem sie aus schräg gegen die Zone gestellten Lichtfäden bestehen. Diese Erscheinung hängt ursächlich mit der in Fig. 3 abgebildeten schrägen Streifung zusammen.

Ein Zeichen für diese Flächen aufzustellen ist bedenklich. In dem Goldschmidt'schen Symbol würde p die Werte 0·146 bis 0·224 annehmen. Eine einfache am Calcit beobachtete Form fällt in diese Region: *α·* (221) — $^1/_5 R$, für welche $p = 0·2$. Der Winkel *o α·* berechnet sich für Dolomit zu 10° 52·8′. Dieses Symbol hätte inso-

ferne einige innere Wahrscheinlichkeit, als die Form (221) die Kanten des häufigsten stumpferen Rhomboëders (311) $^{2}/_{5}R$ gerade abstumpft.

Auf diesen Flächen beobachtet man stets eine grobe Streifung, welche auf den Flächen der Oberseite in typischen Fällen von rechts oben nach links unten verläuft, öfter aber auch nahezu senkrecht zur Kante mit *o* gerichtet ist und sich häufig bis zur Einsenkung von kastenartigen Vertiefungen vergröbert. Fig. 3 zeigt diese Streifung an einer Fläche der Unterseite. Diese Vertiefungen, wie die Streifung werden durch ein $+\frac{r}{l}$ und ein $+\frac{l}{r}$ Hemiskalenoëder hervorgebracht, welche sich beide einer verwendeten Pyramide nähern, und zwar das im $+\frac{r}{l}$ Krystallraum liegende mehr als das im $+\frac{l}{r}$ liegende. Beiderlei Flächen treten als Begrenzung von Schalen oder Treppen auch auf *p* auf und bilden hier öfter einspringende Winkel.

Sie geben wolkig zerstreute Reflexe, die sich um den positiven Abschnitt der Rhomboëderzone gruppiren und können am besten bei Einstellung der Zone *op* [111 . 100] gemessen werden, indem gleichzeitig die senkrechte Abweichung δ von der justirten Zone und der entsprechende Bogen ε in der Zone gemessen wird, letzterer von *o* gerechnet (vergl. Fig. 13).

Diese Reflexe beginnen mit einer kräftigen aus zahlreichen Einzelreflexen bestehenden Lichtwolke. An diese Hauptreflexe legen sich dann flach gebogene Reflexschweife an, die sich mehr und mehr der Rhomboëderzone nähern, ohne sie ganz zu erreichen. Diese in Ausdehnung und Lichtstärke sehr variablen Lichtschweife sind stellenweise mit helleren Culminationen besetzt, die zur Festlegung der Position benutzt werden können.

Die Beschaffenheit und Lage dieser Reflexe wird durch folgendes Beispiel illustrirt. Ausser den gemessenen Winkeln ε und δ gebe ich auch das zugehörige zweizifferige Goldschmidt'sche Ortssymbol. Der Reflex ist in Fig. 13 abgebildet.

	$+\frac{r}{l}$ Krystallraum (rechts in der Figur)		
	ε	δ	$p\,q$
Kräftiger Reflex, Mitte der Lichtwolke W_1	10° 18′	+ 4° 47′	0·342 . 0·036
Schwächere Lichtwolke dicht darunter, Anfang des Lichtschweifes S_1	10° 26′	+ 3° 10′	0·293 . 0·090
Heller Reflex Mitte des Lichtschweifes S_2	15° 38′	+ 1° 21′	0·333 . 0·191
Ende des Lichtschweifes S_3 . .	22° 4′	+ 26′	0·437 . 0·417
	$+\frac{l}{r}$ Krystallraum (links in der Figur)		
Lichtwolke $_1W$	13° 8′	— 4° 9′	0·377 . 0·109
Schwächere Lichtwolke, Beginn des Schweifes $_1S$	14° 19′	— 1° 38′	0·319 . 0·212
Ende des Schweifes $_2S$ . . .	16° 56′	— 51′	0·345 . 0·289

Die Lage der Lichtwolken zeigt beträchtliche Schwankungen, doch ist der oben angedeutete Unterschied zwischen $+\frac{r}{l}$ und $+\frac{l}{r}$ stets in gleichem Sinne vorhanden. Dies lassen die folgenden Messungen erkennen, die sich blos auf die „Wolken" beziehen; die Schweife wurden weiterhin vernachlässigt, da sich ihre Länge und Lage als höchst unbeständig herausstellte.

Die Messungen und die daraus berechneten Positionen können nur eine beiläufige Vorstellung von der Lage dieser Flächentheile vermitteln, da die Wolken in Länge und Breite einen Raum von mehr als einem Gradbogen einnehmen.

		$+\frac{r}{l}$ Krystallraum			$+\frac{l}{r}$ Krystallraum		
		ε	δ	$p\,q$	ε	δ	$p\,q$
Kryst. 4	I. Zone	10° 18′	+ 4° 47′	0·342 . 0·036	13° 8′	— 4° 9′	0·377 . 0·109
	II. „	10° 55′	+ 4° 42′	0·352 . 0·050	12° 9′	— 4° 34′	0·371 . 0·077
	III. „	9° 46′	+ 4° 55′	0·336 . 0·022	—	—	—
Kryst. 2	I. „	9° 51′	+ 4° 55′	0·338 . 0·023	12° 6′	— 4° 34′	0·370 . 0·076
	II. „	9° 24′	+ 4° 47′	0·321 . 0·016	—	—	—

Die Reflexe im $+\frac{r}{l}$ Krystallraum nähern sich einigermassen der Position $p\,q = {}^1/_3 0$, welche der verwendeten Pyramide (432) ${}^2/_9 P\,2$

entspricht. Für die Reflexe im $+\frac{l}{r}$ Krystallraum ist es kaum möglich, ein einigermassen wahrscheinliches Symbol aufzufinden.

Es muss nun noch die Frage aufgeworfen werden, in welche Kategorie von Oberflächen-Elementen diese stumpfen Rhomboëder und Hemiskalenoëder einzureihen wären.

Dass wir es mit typischen Krystallflächen nicht zu thun haben, ist klar. Sie als Vicinalflächen zu bezeichnen, geht aus dem Grunde nicht an, weil ihnen die Beziehung zu grossen typischen Flächen mit einfachen Indices fehlt, die ich für die Vicinalflächen als wesentlich ansehe. Sie könnten schliesslich entweder als Nothflächen oder als Prärosionsflächen gedeutet werden. Mit diesen beiden Kategorien würde die Beschaffenheit der Reflexbilder, die schwankende Position, die sich gewissen einfachen Grenzlagen nähert, im Einklang stehen.

Für beide Annahmen lassen sich Gründe geltend machen, doch scheint mir die Mehrzahl für die Prärosion zu sprechen. Mit dieser Annahme würde insbesondere das Auftreten dieser Flächen über mehreren typischen Flächen gut vereinbar sein.

Sie bilden nämlich ausser der Entkantung zwischen $\vartheta\cdot$ und o noch Treppen auf p. Ferner würden dreiseitige Gruben auf o, welche von denselben Flächen gebildet werden, als Aetzgruben aufgefasst werden können. Die kastenartigen Vertiefungen auf dem stumpfen Rhomboëder würden dieselbe Deutung zulassen. Auffallend wäre allerdings die Grösse der Aetzgruben auf o, die manchmal 1 Millimeter überschreitet, da man gewohnt ist, bei so grossen Aetzgruben auch sonst deutlichere Spuren von Corrosion an den Krystallen vorauszusetzen. Allerdings weisen die Flächen $\vartheta\cdot$, sowie p bei genauer Prüfung die Spuren von kleinen Aetzfiguren auf, dagegen sind φ und η absolut frei von solchen Erscheinungen und auch o zeigt, abgesehen von jenen grossen Gruben, keine Spur von Aetzung.

Trotz dieser anscheinenden Widersprüche möchte ich diese Erklärung als die wahrscheinlichere ansehen; umsomehr, als auch an den Rändern der Krystalle flach einspringende Lücken auftreten, die von ähnlich aussehenden gerundeten Flächen eingenommen werden und wohl am einfachsten durch partielle Lösung des Krystalls zu erklären sind.

Zwillingsbildung.

Alle untersuchten Krystalle, mit Ausnahme des Fragments Fig. 1, sind Zwillinge nach $(2\bar{1}\bar{1})$ ∞R. Keiner der untersuchten Krystalle liess sich als Zwilling nach $0R$ auffassen.

Hier mag beiläufig erwähnt werden, dass auch der Originalkrystall zu Hintze's Beschreibung in der Zeitschr. f. Kryst. (l. c.), den ich im vergangenen Sommer in München zu vergleichen Gelegenheit hatte, ebenfalls ein einfacher Zwilling nach ∞R ist und kein Doppelzwilling, wie ich früher nach der Beschreibung annahm.

Ueberhaupt habe ich bei einer darauf gerichteten Durchsicht der Binnenthaler Dolomitkrystalle in den Sammlungen von München, Heidelberg und Strassburg keinen einzigen Zwilling nach $0R$ gefunden; alle Krystalle, die die Tetartoëdrie überhaupt erkennen liessen, waren Zwillinge nach ∞R.

Dolomit von Scaleglia.

Ein neues Vorkommen von krystallisirtem Dolomit, welches, soviel mir bekannt, nicht beschrieben ist, verdanke ich ebenfalls der Gefälligkeit des Herrn G. Seligmann in Coblenz. Die Stücke stammen „von Scaleglia, einem auf keiner Karte verzeichneten Punkte in der Rheinschlucht bei Disentis. Es sind dort verschiedene Brüche von Ofenstein und in einem derselben dürfte der Dolomit gefunden sein, wie ein beigefügtes Stück zeigt, indem Dolomit mit Talk oder einem talkähnlichen Mineral vorkömmt".

Das Vorkommen ist sonach zu vergleichen mit dem bekannten Vorkommen desselben Minerals im Topfstein von Zöptau in Mähren. Hier treten im wirrschuppigen Aggregat von Talk und Chlorit grobkrystallinische derbe Knauern von Dolomit auf, die bisweilen von Klüften durchzogen sind. An diesen Klüften endigen die Dolomitindividuen in Krystallstöcke, die die Combination *o p* erkennen lassen.

Aehnlich, nur ungleich schöner, zeigt sich der Dolomit von Scaleglia. Die auf derbem Dolomit aufsitzenden Krystalle sind zu Drusen und Krystallstöcken verwachsen und erreichen durchschnittlich die Grösse von $^1/_2$ bis 1 Centimeter, selten sind sie grösser; ein Exemplar, ein nach einer *p*-Fläche abgeflachtes Rhomboëder, erreicht 3 Centimeter Kantenlänge. Die Krystalle sind zum Theile

wasserhell, farblos, mit lebhaftem Glasglanz. An trüben Stellen sind sie schneeweiss und neigen etwas zu Perlmutterglanz.

Das specifische Gewicht wurde durch Schweben in schwerer Flüssigkeit zu 2·882 bestimmt.

An zweien der vorliegenden Exemplare ist der Dolomit mit krystallisirtem Magnesit verwachsen, der gleichzeitig gebildet wurde.

In den Krystallen eingeschlossen, bisweilen denselben aufsitzend, finden sich kugelige und halbkugelige Aggregate eines dichten lichtgrünen Minerals. Eine radiale Textur ist kaum angedeutet; die Oberfläche läuft in winzige, perlmutterglänzende, weisse Schüppchen aus, die unter dem Mikroskope theilweise geradlinig begrenzt sind mit Randwinkeln von 60°. Die Schüppchen sind von der Seite gesehen doppelbrechend; die Richtung senkrecht zur Tafelfläche ist die Elasticitätsaxe $\mathfrak{a}$. Auf der flachen Seite liegend, zeigen sie weder im parallelen noch im convergenten Licht eine Einwirkung auf das dunkle Gesichtsfeld, wohl wegen ihrer ausserordentlichen Dünne.

Da die mikrochemische Reaction die Gegenwart von *Al Mg Fe K Si* ergab, *Ca* nicht zugegen ist, das Mineral vor dem Löthrohre zu weisslichem Email schmilzt und im Röhrchen erhitzt, eine geringe Menge Wasser abgibt, dürfte es zur Glimmergruppe gehören. Das grüne radialblätterige Mineral, in welchem der derbe Dolomit einer Stufe eingeschlossen ist, verhält sich wie Talk.

Formen des Dolomits von Scaleglia.

Viele Krystalle zeigen ausser dem Grundrhomboëder und kleinen dreieckigen Endflächen keine weiteren Formen. Bei diesen verräth sich die Tetartoëdrie gleichwohl durch eine einseitige Streifung der Rhomboëderfläche parallel der $\frac{l}{r}$ Polkante, die demnach so verläuft, wie bei manchen Krystallen von Leogang (vergl. diese Mitth. X, Taf. III, Fig. 2).

Bei vielen Krystallen ist auch die Streifung parallel der anderen Polkante zu sehen; öfter lassen sich solche Krystalle als Ergänzungszwillinge nach $\infty P2$ erkennen.

Nicht wenige Krystalle zeigen Skalenoëderflächen; dieselben treten sämmtlich in halber Flächenzahl als Rhomboëder dritter Art auf.

Folgende Formen wurden beobachtet:

o	(111)	$0R$
p	(100)	$+R$
K	$(20\bar{1})$	$+\frac{r}{l}\frac{R3}{2}$
F	$(4\bar{1}0)$	$+\frac{l}{r}\frac{R^{5/3}}{2}$
'ℜ	$(7\bar{5}\bar{1})$	$+\frac{l}{r}\frac{4R3}{2}$
Γ	$(7\bar{9}3)$	$-\frac{r}{l}\frac{8R2}{2}$

Die Bestimmungen gründen sich auf folgende Messungen, die an einem kleinen, aber sehr flächenreichen Kryställchen mit dem Fernrohrgoniometer ausgeführt wurden. Die Berechnung erfolgte nach dem allgemein angenommenen Axenverhältnis $c = 0\,8322$.

		Messung	Rechnung
p p	$100 . 001$ . .	73° 43·0′	73° 44·9′
	$100 . 00\bar{1}$ . .	106° 15·9′	106° 15·1′
p K	$100 . 20\bar{1}$ . .	29° 13·0′	29° 10·0′
p F	$00\bar{1} . 10\bar{4}$ . .	14° 25·0′	14° 28·2′
	$100 . 10\bar{4}$ . .	91° 52·1′	91° 46·9′
o p	$111 . 100$ . .	43° 50·1′	43° 51·5′
	$\bar{1}\bar{1}\bar{1} . 100$ . .	136° 9·2′	136° 8·5′
o F	$111 . 4\bar{1}0$ . .	55° 37·4′	55° 44·1′
FK	$4\bar{1}0 . 20\bar{1}$ . .	29° 12·0′	29° 17·4′
KK	$20\bar{1} . 01\bar{2}$ . .	72° 41·0′	72° 36 2′
p 'ℜ	$100 . 7\bar{5}\bar{1}$ . .	43° 45·9′	43° 46·1′
	$0\bar{1}0 . 7\bar{5}\bar{1}$ . .	63° 11·8′	63° 12·7′
	$00\bar{1} . 7\bar{5}\bar{1}$ . .	86° 33·7′	86° 34·4′
	$001 . 7\bar{5}\bar{1}$ . .	93° 23·1′	93° 25 6′
p Γ	$100 . 7\bar{9}3$ . .	57° 54·9′	57° 55·0′
	$\bar{1}00 . 7\bar{9}3$ . .	122° 1·6′	122° 5·0′
	$0\bar{1}0 . 7\bar{9}3$ . .	51° 44·3′	51° 45·9′
	$010 . 7\bar{9}3$ . .	128° 13·8′	128° 14·1′
	$001 . 7\bar{9}3$ . .	75° 54·8′	75° 54·2′
	$00\bar{1} . 7\bar{9}3$ . .	104° 4·2′	104° 5·8′
o Γ	$111 . 7\bar{9}3$ . .	85° 52·5′	85° 52·4′
	$\bar{1}\bar{1}\bar{1} . 7\bar{9}3$ . .	94° 5·5′	94° 7·6′

Von diesen Formen, deren richtige Orientirung durch Aetzung controlirt wurde, sind die Hemiskalenoëder K und $'\mathfrak{K}$ in derselben Stellung am Dolomit von Imfeld und von Leogang bekannt. Für den Dolomit neu sind die Formen F und Γ; erstere am Calcit bekannt, letztere nicht.

Die Form Γ bildet unsymmetrische dreiseitige Abstumpfungen an den Seitenecken des Rhomboëders. Unter allen Hemiskalenoëdern kommt dieses am häufigsten und mit den grössten Flächen vor. Gewöhnlich ist es begleitet von $'\mathfrak{K}$; letzteres bildet schmälere Dreiecke. Der Unterschied ist so auffallend, dass man durch den blossen Anblick $'\mathfrak{K}$ und Γ leicht unterscheiden kann. Die Flächen von Γ sind absolut glatt und geben tadellose Reflexe. Durch die oben angeführten Messungen ist die Form mit Sicherheit bestimmt. Die gemessenen Winkel würden noch genauer ausgefallen sein, wenn nicht die Rhomboëderflächen wegen ihrer einseitigen Streifung etwas verzerrte Bilder gäben.

Mit den übrigen Formen der vorliegenden Krystalle zeigt Γ keinen Zonenverband. Dennoch fällt die Form in zahlreiche wichtige Zonen (vergl. Fig. 12):

1. [013] mit den Flächen m $(1\bar{3}1)$, Γ $(7\bar{9}3)$, p (100), η $(33\bar{1})$.
2. $[32\bar{1}]$ mit den Flächen φ $(1\bar{1}1)$, Γ $(7\bar{9}3)$, $\mathfrak{K}'$ $(5\bar{7}1)$, α $(3\bar{5}\bar{1})$, η $(1\bar{3}\bar{3})$.
3. [323] mit den Flächen Π $(33\bar{5})$, $\mathfrak{l}$ $(11.3.\bar{1}\bar{3})$, a $(10\bar{1})$, Γ $(9\bar{3}\bar{7})$, Π $(5\bar{3}\bar{3})$, $\mathfrak{q}$ $(3\bar{3}\bar{1})$, γ $(7\bar{9}\bar{1})$, m $(1\bar{3}1)$.
4. [677] mit den Flächen Γ $(7\bar{9}3)$, $'\mathfrak{K}$ $(7\bar{5}\bar{1})$, $\mathfrak{K}'$ $(7\bar{1}\bar{5})$, a $(01\bar{1})$.
5. [453] mit den Flächen m $(11\bar{3})$, Γ $(9\bar{3}\bar{7})$, $'\mathfrak{K}$ $(7\bar{5}\bar{1})$.

Die Form Γ ist das erste Beispiel einer Fläche im $-\frac{r}{l}$ Krystallraum. Aber auch sie liegt wie die wenigen Formen des $+\frac{l}{r}$ Krystallraumes hart an der Grenze.

Das andere neue Hemiskalenoëder F ist eine am Calcit wohlbekannte Form. Es bildet ungemein schmale Abstumpfungen an den $\frac{l}{r}$ Seitenkanten des Rhomboëders. Infolge dieser Schmalheit, die oft auch noch mit einer schwachen Krümmung in der Zone jener Kante verbunden ist, gibt die Form stark dilatirte Reflexe, was sich in der stärkeren Abweichung der beobachteten Winkel von

der Theorie ausspricht. Doch ist die Uebereinstimmung genügend, um die Fläche als sichergestellt anzusehen.

Diese Flächen treten öfter unvollzählig auf, jedoch stets an der K entgegengesetzten Seite.

Auch diese Form zeigt mehrfache Zonenverbände. Ausser der Kantenzone des Rhomboëders sind hier zu nennen: Eine eigenthümliche Zone, die durch die Flächen F $(4\bar{1}0)$ und K $(20\bar{1})$ desselben Sextanten bestimmt wird. In dieser Zone [142] liegt noch eine weitere Fläche von K, nämlich $(01\bar{2})$ (vergl. Fig. 12). Diese Zone konnte an den Krystallen goniometrisch geprüft werden.

Ferner fällt F noch in die flächenreiche Zone [431], in welcher die Flächen F $(10\bar{4})$, φ $(1\bar{1}\bar{1})$, d $(4\bar{5}\bar{1})$, γ $(7\bar{9}\bar{1})$, $\mathfrak{K}'$ $(5\bar{7}1)$, $\Pi (3\bar{5}3)$ liegen; endlich in die Zone [143] mit den Flächen φ $(1\bar{1}1)$, $F (4\bar{1}0)$, α $(51\bar{3})$, Π $(33\bar{5})$.

Die Form F fällt in jenen Krystallraum, in welchem beim Binnenthaler Dolomit die Vicinalflächen ${}_{a}p$ liegen. Doch erreichen diese niemals den Winkelabstand von $14^{1}/_{2}{}^{0}$ von p.

Die anderen beiden Formen $'\mathfrak{K}$ und K geben wenig Anlass zu weiteren Bemerkungen. $'\mathfrak{K}$ erscheint gewöhnlich gestreift in der Zone [453] mit dem benachbarten Γ. Nicht selten entwickelt sich in dieser Zone eine Leistenfläche, welche durch Oscillation zwischen $'\mathfrak{K}$ und einer dieser sehr nahe stehenden Fläche gebildet wird (vergl. Fig. 6). An einem daraufhin geprüften grösseren Krystall gab diese zweite Fläche keinen scharfen Reflex, sondern eine zerstreute Lichtwolke, welche nicht einmal genau in der Zone $'\mathfrak{K}\,\Gamma$ lag, sondern bei einem Bogenabstande von $3^{0}\,10'$ von $'\mathfrak{K}$ um $47'$ von der Zone $'\mathfrak{K}\,\Gamma$ nach obenhin abwich. Sie hat den Charakter einer Nothfläche. Aus der angeführten Messung ergibt sich das Ortsymbol

$$pq = +\ 15{\cdot}82\,.\,4{\cdot}87,$$

welches kaum rational gedeutet werden kann.

Zwillinge nach $(10\bar{1})\ \infty P2$.

An nicht wenigen Krystallen bemerkt man Spuren der Zwillingsbildung nach $(10\bar{1})$ $\infty P2$. Sie verräth sich durch das Absetzen der Fläche K an der Seitenkante von p, welche weiterhin an der anderen Seite derselben Kante fortsetzt, oft auch an dem symmetrischen Auftreten der Flächen $'\mathfrak{K}$ und Γ. Einen sehr deutlichen Zwilling dieser Art zeigt die eine Stufe in so günstiger Lage, dass ohne ihn

abzubrechen, einige Winkel gemessen werden konnten. In Fig. 5 ist derselbe möglichst getreu abgebildet.

An diesem Krystall wurde gemessen:

'𝔎 Γ = 34° 22′ '𝔎 $\overline{\Gamma}$ = 34° 23′ $7\bar{5}\bar{1} . 9\bar{3}\bar{7}$ = 34° 22·3′ berechnet
'𝔎 '$\overline{𝔎}$ = 38° 5′ berechnet 38° 1·2′
$\Gamma \overline{\Gamma}$ = 27° 29′ berechnet 27° 43′.

Aetzfiguren.

Einige Krystalle zeigen die Spuren natürlicher Aetzung, indem sie dicht mit Aetzfiguren bedeckt sind. Fig. 10 zeigt die Gestalt derselben auf einer oberen Rhomboëderfläche, Fig. 10[a] das zugehörige Lichtbild, welches indessen, um zugleich als gnomonische Projection auf 100 gelten zu können, in einer um 180° verwendeten Stellung gezeichnet ist.

Die Aetzfigur hat zwei scharfe, steil einfallende Seitenflächen 1, 2, die in der Kantenzone des Rhomboëders liegen. Nach unten sieht man zwei gekrümmte miteinander und mit der Rhomboëderfläche allmählich verlaufende Seitenflächen 3, 4. Die entsprechenden Strahlen im Lichtbild sind mit den gleichen Nummern bezeichnet. Die Asymmetrie ist im Lichtbild wie in der Figur klar ausgesprochen. An Ergänzungszwillingen kann man sehr schön die Ergänzung des 4strahligen asymmetrischen Lichtbildes zu einem 6strahligen symmetrischen beobachten.

Die Messungen ergaben für dieses Lichtbild folgendes Resultat:

1. Länge des Strahles 5°, Maximum 2° 56′, pq = 1·166 . 1′
2. „ „ „ 7°, „ 5° 5′, pq = ′1·298 . 1
3. Ende der Lichtwolke 1° 36′, hellster Theil 35′, pq = ′1 . 0·968
4. Gem. in der Zone $p1$ $\varepsilon = 37'$, $\delta = 38'$, pq = 1·043 . 0·963′.

Zum Vergleiche mögen noch einige Beobachtungen über Salzsäure-Aetzfiguren mitgetheilt werden. Auf einer oberen p-Fläche entsteht durch Aetzung mit verdünnter heisser Salzsäure die von Tschermak, l. c. beschriebene 3seitige Aetzfigur Fig. 11. Das zugehörige Lichtbild ist 3strahlig; der 3. der oberen Seitenfläche entsprechende Strahl ist aber meist sehr lichtschwach. An geätzten Platten von Scaleglia vermochte ich ihn nicht zu messen. An Platten von Binnenthal ist er deutlicher; er fällt mit der Rhomboëderzone zusammen

und hat ein ausgeprägtes Maximum im Winkelabstande von 10° 14′; das entspricht der Position

$$p\,q = 1{\cdot}441\,.\,1{\cdot}441.$$

Die Zeichnung der Strahlen 1 und 2 beruht auf Messungen, die an einem Ergänzungszwilling von Scaleglia angestellt wurden. Bei einem solchen ist es leicht, durch eine einzige Messung die Position der Reflexe zu bestimmen, indem die correlaten Reflexe justirt, ihr Abstand und gleichzeitig die Abweichung des Centralreflexes von der justirten Zone bestimmt werden.

So erhielt ich:

$1\ \bar{1}$	$= 21^\circ\, 31'$	δ von p	$= 1^\circ\, 29'$	$p\,q = 1{\cdot}413\,.\,0{\cdot}486$
$2\ \bar{2}$	$= 7^\circ\, 20'$		$= 1^\circ\, 42'$	$= 1{\cdot}098\,.\,0{\cdot}787'$
$2a\ \bar{2}a$	$= 16^\circ\, 39'$		$= 3^\circ\, 52'$	$= 1{\cdot}218\,.\,0{\cdot}529'$

Aus diesen Daten berechnet man den Winkel zwischen Strahl 1 und dem correlaten Strahl $\bar{1}$ des Zwillingsindividuums zu 164° 28′; für die Reflexe 2 und $2a$ sind die analogen Winkel 130° 19′ und 130° 34′.

Diese Winkel können durch Schimmerbeobachtungen unter dem Mikroskop controlirt werden. Indessen geben blos die Seitenflächen 1 ein präcises einstellbares Schimmermaximum. Für 2 und $2a$ kann man zwar constatiren, dass das Schimmermaximum von 1 verschieden ist und einem kleineren Winkel entspricht, aber Messungen sind wegen der auch im Lichtbild erkennbaren Krümmung der Seitenflächen unmöglich. Für $1\bar{1}$ wurde so erhalten 166°, was dem oben berechneten Winkel nahe kommt.

Mit den natürlichen Aetzfiguren zeigen die künstlichen keine Aehnlichkeit; sie folgen vielmehr einem ganz verschiedenen Typus, so dass man wohl annehmen muss, dass das natürliche Aetzmittel von dem künstlichen total verschieden gewesen sei.

Bemerkenswert ist aber, dass sich der Gegensatz der tetartoëdrisch verschiedenen Räume bei der künstlichen Aetzung durch dieselben Erscheinungen verräth, wie beim Wachsen der Krystalle. In beiden Fällen ist der $+\frac{r}{l}$ Krystallraum durch krumme, der $+\frac{l}{r}$ Krystallraum durch ebene, scharfkantige Flächen charakterisirt.

Uebersicht der Krystallformen des Dolomit.

In der folgenden Tabelle sind die bis jetzt beobachteten Dolomitformen, soweit sie als echte Krystallflächen aufzufassen sind, also mit Ausschluss der Vicinalen, der Nothflächen und Praerosionsflächen, nochmals zusammengestellt. Einige Fehler und Mängel der früher von mir publicirten Formentabelle[1]) sind hier verbessert worden; die betreffenden Bemerkungen folgen unten. Trotzdem hier einige neue Formen hinzukommen, ist die Gesammtzahl geringer. Formen, die noch der weiteren Bestätigung bedürfen, sind durch ?, neue durch * kenntlich gemacht.

Benützte Literatur über Krystallform des Dolomit:

Hauÿ, Traité de Minéralogie. 2. Aufl., I, 418, 428, 1821.

Mohs-Zippe, Leichtfassliche Anfangsgründe der Naturgeschichte des Mineralreiches. II, 101, 1839.

Miller, An elementary Introduction to Mineralogy. 581, 1852.

Quintino Sella, Memorie della reale accademia delle scienze di Torino. (2) 17, 1856.

Hessenberg, Mineralog. Notizen. III, 267, 1861.

Peters, Ueber Calcit und die rhomboëdrischen Carbonspathe im allgemeinen. Neues Jahrbuch f. Mineral. etc. 450, 1861.

Dana J., A System of Mineralogy. 681, 1874.

Des-Cloizeaux, Manuel de Minéralogie. II, 127, 1874.

Kokscharow, Materialien zur Mineralogie Russlands. VII, 5, 1875.

Engelmann Th., Ueber den Dolomit des Binnenthales und seine Mineralien, verglichen mit dem von Campo longo. Diss. Basel. Ref. Z. f. Kryst. II, 311, 1877.

---

[1]) Diese Mitth. X. In dieser Tabelle sind leider einige Druckfehler stehen geblieben. Man wolle corrigiren:

pag. 143	1. Zeile von oben	*l*·	statt	l·
„ 143	7. „ „ „	*e*·	„	l·
„ 144	13. „ „ „	𝔐:	„	*M*:

Das zweimalige Vorkommen des Buchstabes *y*· ist ein aus Goldschmidt's Index abgeschriebener Fehler. Uebrigens kommt *y*· ($13.\bar{5}.\bar{5}$) am Dolomit nicht vor, *y*· (13.1.1) ist wohl Vicinale von *p*· und erhält besser keinen Buchstaben. — In den Anmerkungen zur Formentabelle ist zu verbessern: pag. 144, Zeile 9 von unten *q*· statt q· und zu ergänzen zwischen *q*· und Ξ· : *y*·, *d*·.

Groth, Strassburger Mineraliensammlung. 127, 1878.
Brun A., Dolomit von Teruel, Spanien. Zeitschr. f. Kryst. V, 104, 1881.
Tschermak, Min. und petrogr. Mitth. IV, 102, 1881.
Hintze, Zeitschrift für Krystallogr. VII, 438, 1883.
Goldschmidt, Index der Krystallformen der Mineralien. I, 513, 1886.
Becke, Min. u. petrogr. Mitth. X, 93, 1888.

A. Grenzformen.

	Miller	Bravais	Naumann	Gold-schmidt (G_3)	Erster Beobachter
o	(111)	(0001)	$0R$	0	Hauÿ.
a	$(10\bar{1})$	$(11\bar{2}0)$	$\infty P2$	$\infty 0$	Hauÿ.
m·	$(3\bar{1}\bar{1})$	$(40\bar{4}1)$	$+4R$	$+4$	Hauÿ.
?*l*·	$(7\bar{2}\bar{2})$	$(30\bar{3}1)$	$+3R$	$+3$	Sella.
p·	(100)	$(10\bar{1}1)$	$+R$	$+1$	Hauÿ.
g·	(511)	$(40\bar{4}7)$	$+{}^4/_7R$	$+{}^4/_7$	Hessenberg.
e·	(311)	$(20\bar{2}5)$	$+{}^2/_5R$	$+{}^2/_5$	Hessenberg.
?*r*·	(11.11.8)	$(0.1.\bar{1}.10)$	$-{}^1/_{10}R$	$-{}^1/_{10}$	Hessenberg.
δ·	(110)	$(01\bar{1}2)$	$-{}^1/_2R$	$-{}^1/_2$	Hauÿ.
η·	$(33\bar{1})$	$(04\bar{4}5)$	$-{}^4/_5R$	$-{}^4/_5$	Hessenberg.
?*ϱ*·	$(55\bar{4})$	$(03\bar{3}2)$	$-{}^3/_2R$	$-{}^3/_2$	Sella.
φ·	$(11\bar{1})$	$(02\bar{2}1)$	$-2R$	-2	Hauÿ.
Π·	$(33\bar{5})$	$(08\bar{8}1)$	$-8R$	-8	Des-Cloizeaux.

B. $+\frac{r}{l}$ und $-\frac{l}{r}$ Formen.

a:	$(51\bar{1})$	$(42\bar{6}5)$	$+\frac{r}{l}\frac{{}^2/_5R3}{2}$	$+{}^8/_5\,{}^2/_5{}^2$	Des-Cloizeaux.
K:	$(20\bar{1})$	$(21\bar{3}1)$	$+\frac{r}{l}\frac{R3}{2}$	$+41^2$	Mohs-Zippe.
𝔎′:	$(7\bar{1}\bar{5})$	$(8.4.\bar{1}\bar{2}.1)$	$+\frac{r}{l}\frac{4R3}{2}$	$+16.4^2$	Becke.
ϑ′	$(5\bar{1}\bar{4})$	$(21\bar{3}0)$	$+\frac{r}{l}\frac{\infty R3}{2}$	$+\infty.4^2$	Becke.
h	$(73\bar{1})$	$(44\bar{8}9)$	$+\frac{r}{l}\frac{{}^8/_9P2}{2}$	$+{}^4/_3 0^2$	Groth.

*α	$(51\bar{3})$	$(44\bar{8}3)$	$-\frac{l}{r}\frac{{}^{8}/_{3}P2}{2}$	$-{}^{1}40$	Becke.
γ	$(91\bar{7})$	$(8.8.\bar{16}.3)$	$-\frac{l}{r}\frac{{}^{16}/_{3}P2}{2}$	$-{}^{1}80$	Des-Cloizeaux (δ).
?i	$(72\bar{6})$	$(5.8.\bar{13}.3)$	$-\frac{l}{r}\frac{R^{13}/_{8}}{2}$	$-{}^{1}61$	Becke.
d:	$(51\bar{4})$	$(45\bar{9}2)$	$-\frac{l}{r}\frac{{}^{1}/_{2}R9}{2}$	$-{}^{1}\,{}^{13}/_{2}\,{}^{1}/_{2}$	Miller.
?$\mathfrak{q}$:	$(31\bar{3})$	$(24\bar{6}1)$	$-\frac{l}{r}\frac{2R3}{2}$	$-{}^{1}82$	Becke.
?z	$(21.5.\bar{23})$	$(16.28.\bar{44}.3)$	$-\frac{l}{r}\frac{4R^{11}/_{3}}{2}$	$-{}^{1}20.4$	Des-Cloizeaux.
$\mathfrak{l}$	$(11.3.\bar{13})$	$(8.16.\bar{24}.1)$	$-\frac{l}{r}\frac{8R3}{2}$	$-{}^{1}32.8$	Becke.

C. $+\frac{l}{r}$ und $-\frac{r}{l}$ Formen.

*F:	$(4\bar{1}0)$	$(5\bar{1}\bar{4}3)$	$+\frac{l}{r}\frac{R^{5}/_{3}}{2}$	$+{}^{2}21$	Becke.
$\mathfrak{J}$:	$(4\bar{2}\bar{1})$	$(6\bar{1}\bar{5}1)$	$+\frac{l}{r}\frac{4R^{3}/_{2}}{2}$	$+{}^{2}74$	Miller.
'$\mathfrak{K}$:	$(7\bar{5}\bar{1})$	$(12.\bar{4}.\bar{8}.1)$	$+\frac{l}{r}\frac{4R3}{2}$	$+{}^{2}16.4$	Becke.
'ϑ	$(5\bar{4}\bar{1})$	$(3\bar{1}\bar{2}0)$	$+\frac{l}{r}\frac{\infty R3}{2}$	$-{}^{2}\infty 4$	Becke.
*Γ:	$(7\bar{9}3)$	$(16.\bar{12}.\bar{4}.1)$	$-\frac{r}{l}\frac{8R2}{2}$	-20.8^{1}	Becke.

D. Unbestimmter Stellung.

N:	$(50\bar{3})$	$(53\bar{8}2)$	$+R4$	$+{}^{11}/_{2}1$	Sella.
P:	$(30\bar{2})$	$(32\bar{5}1)$	$+R5$	$+71$	Hauÿ.
$\mathfrak{M}$:	$(7\bar{2}\bar{3})$	$(9.1.\bar{10}.2)$	$+4R^{5}/_{4}$	$+{}^{11}/_{2}4$	Des-Cloizeaux.

Bemerkungen zur Formentabelle.

A. Grenzformen.

o (111) gehört zu den häufigsten Formen.

a $(10\bar{1})$. Schon von Hauÿ beobachtet in der Combination $100.10\bar{1}.30\bar{2}$. Traité de Minéralogie. 2. Aufl. I, 427. Ich finde die

Form ferner erwähnt von Binnenthal (Groth und eigene Beobachtung), Traversella (Sella), Nordungarn (Peters und eigene Beobachtung), St. Blasien (Groth).

m· ($3\bar{1}\bar{1}$) ist nächst *p* (100) wohl die häufigste aller Dolomitformen (Groth).

l· ($7\bar{2}\bar{2}$) hat nur Sella beobachtet am Dolomit von Traversella. (Memorie della reale accademia delle scienze di Torino (2). 17, 1856.) Eine Bestätigung dieser Form durch genauere Messung wäre wohl erwünscht. Die Bestimmung beruht auf Messung mit dem Anlegegoniometer. Das Messungsresultat ist nicht mitgetheilt. Man findet nur die Angabe: „La natura del romboëdro $7\bar{2}\bar{2}$ si svela col goniometro di applicazione, giacchè le misure che si ottengono si avvicinano assai agli angoli $100 . 7\bar{2}\bar{2} = 27° 1'$, $7\bar{2}\bar{2} . \bar{2}7\bar{2} = 109° 48'$, che il calcolo indica. Le misure ottenute si allontanarono troppo dagli angoli $100 . 3\bar{1}\bar{1} = 31° 33'$, $3\bar{1}\bar{1} . \bar{1}3\bar{1} = 113° 53'$, relativi al romboëdro $3\bar{1}\bar{1}$, perchè si possa ritenere quest' ultimo.“ Die betreffende Combination sieht gerade so aus wie die am Dolomit nicht seltene *p*· *m*· Die Form wäre möglicherweise als Vicinale zu *m*· zu ziehen.

g· (511) scheint bis jetzt nur am Dolomit von Binnenthal bekannt zu sein, wo es Hessenberg zuerst beobachtete und Autor es wieder fand.

e· (311). Das häufigste der stumpferen Rhomboëder. Von Hessenberg, Groth, Hintze und mir an Binnenthaler Zwillingen beobachtet.

r· (11 . 11 . 8), von Hessenberg für Binnenthal angegeben; $-{}^1/_{10}R$ ist wohl als Vicinalfläche anzusehen, wäre also eigentlich zu streichen.

δ· (110) scheint nicht sehr häufig vorzukommen. Peters gibt es von Nordungarn an, und „stellenweise“ von Leogang, Des-Cloizeaux von Tinz bei Gera. Ich beobachtete die Form an Krystallen von Binnenthal. Andere Fundorte habe ich nicht gefunden, obzwar schon Hauÿ diese Form als selbständige Varietät beim Chaux carbonatée ferrifère angibt, und sie sich bei Mohs-Zippe, Miller, Des-Cloizeaux vorfindet.

Die Seltenheit dieser Form ist um so bemerkenswerter, als sie beim Calcit zu den häufigsten gehört.

$\eta\cdot$ $(33\bar{1})$. Diese Form ist an den Binnenthaler Krystallen sehr gewöhnlich; hier hat sie Hessenberg zuerst beschrieben. Sie findet sich auch an Krystallen von Bex (Kokscharow).

$\varrho\cdot$ $((55\bar{4})$. Wird l. c. von Sella am Dolomit von Traversella als Abstumpfung der Polkanten von $l\cdot$ $(7\bar{2}\bar{2})$ ohne Messung angegeben. Diese Form würde mit $\varphi\cdot$ $(11\bar{1})$ zusammenfallen, wenn statt $l\cdot$ $(7\bar{2}\bar{2})$ $m\cdot$ $(3\bar{1}\bar{1})$ vorhanden wäre. $\varrho\cdot$ wird übrigens auch von Hessenberg angegeben. Immerhin wäre eine Bestätigung zu wünschen.

$\varphi\cdot$ $(11\bar{1})$ gehört zu den häufigen Formen, obzwar es etwas seltener zu sein scheint als $m\cdot$ $(3\bar{1}\bar{1})$.

$\Pi\cdot$ $(33\bar{5})$ fand Des-Cloizeaux an Krystallen von Tinz bei Gera, und Bex in der Schweiz.

Als Praerosionsflächen sind hier anzuschliessen die flachen negativen Rhomboëder, welche oben, pag. 230, an Krystallen von Binnenthal beschrieben wurden, und sich der Lage von $\alpha\cdot$ (221) $-{}^1/_6R$ nähern.

Die früher von mir auf Grund der Angaben von Goldschmidt's Index aufgeführten Rhomboëder $q\cdot$ $(5\bar{2}\bar{2})$, $y\cdot$ $(13.\bar{5}.\bar{5})$, $d\cdot$ (211), $\Xi\cdot$ $(22\bar{3})$ sind aus der Formenreihe des Dolomit zu streichen. Diese Formen hat Goldschmidt nach freundlicher Mittheilung als Breunneritformen der Dolomittabelle eingereiht. Diese Vereinigung ist aber nicht zulässig; der Breunnerit als isomorphes Gemisch von $Mg_2\,C_2\,O_6$ und $Fe_2\,C_2\,O_6$ ist vom Dolomit als Doppelverbindung $Mg\,Ca\,C_2\,O_6$ zu trennen. Ueberdies sind diese Breunneritformen nicht beobachtet. Kokscharow, dem Goldschmidt die betreffende Angabe entnahm, gibt (Materialien zur Mineralogie Russlands. VII. Bd., 185) ausdrücklich an, dass der Breunnerit bis jetzt nur im Grundrhomboëder beobachtet wurde, und dass die auf den folgenden Seiten stehenden Winkelangaben sich nur auf mögliche Formen beziehen.

Die Formen $x\cdot$ (15.1.1), $y\cdot$ (13.1.1), $z\cdot$ (10.1.1), welche ich in der vorigen Tabelle noch aufführte, sehe ich als Vicinalflächen des Hauptrhomboëders an; sie wurden daher hier nicht aufgenommen. $x\cdot$ (15.1.1) findet sich bei Des-Cloizeaux, Man. II, 130; $y\cdot$ (13.1.1) und $z\cdot$ (10.1.1) letzteres mit einem Fragezeichen bei Hintze (Zeitschr. f. Krystallogr. VII) angegeben. Hessenberg hat (Min. Not. III) eine ähnliche Form ${}^{10}/_{13}R$, welche Hintze mit seinem ${}^4/_5R$ $(y\cdot)$ identificirt.

B. $+\frac{r}{l}$ und $-\frac{l}{r}$ Formen.

𝔞: $(51\bar{1})$. Zuerst von Des-Cloizeaux an Krystallen von Tinz bei Gera beobachtet (e_5), später von Tschermak bei Traversella nachgewiesen.

K: $(20\bar{1})$ ist wohl das häufigste der Hemiskalenoëder. Es ist bekannt von Nordungarn (Peters), Leogang, Binnenthal, Scaleglia (Becke). Die erste Angabe bei Mohs-Zippe, jedoch ohne Nachweis des Fundortes.

𝔎': $(7\bar{1}\bar{5})$ und ϑ' $(5\bar{1}\bar{4})$ Leogang (Becke).

h $(73\bar{1})$ Binnenthal (Groth). Wegen der Stellung vergl. Becke, Diese Mitth. X.

α $(51\bar{3})$ γ $(91\bar{7})$ Binnenthal. Hier zum erstenmal nachgewiesen.

Mit der hier aufgestellten Form γ $(91\bar{7})$ fallen sehr nahe zusammen die Flächen δ, welche Des-Cloizeaux (Man. II, 130) an Krystallen von Bex beobachtet hat, und die Flächen *n*, die Tschermak (Diese Mitth. IV, 103) von Leogang angibt.

In der That stimmen die von den genannten Forschern mitgetheilten Messungen besser mit dem Symbol $(91\bar{7})$ als mit jedem anderen, welches von ihnen selbst aufgestellt wurde.

Tschermak gibt das Symbol $^{11}/_{2}P2 = (37.4.2\bar{9})$ und folgende Winkel:

	beobachtet	berechnet			
		für $n = {}^{11}/_{2}P2$	Δ	für $n = 91\bar{7}$	Δ
mn	29° 45′	29° 15′	+30′	29° 12′	+33′
m^1n	86° 25′	86° 56′	—31′	86° 50′	—25′
pn	42° 0′	42° 15′	—15′	41° 56′	+4′
			$\Sigma\Delta$ 76′		$\Sigma\Delta$ 62′

Bei Des-Cloizeaux tritt die Fläche δ in Zusammenhang mit einer weiteren Fläche *z* auf, deren Zeichen ebenfalls unsicher ist. Des-Cloizeaux macht über diese Formen zwei Conjecturen: $\delta = (10.1.\bar{8})$; dann wird $z = (23.5.\bar{25})$ oder $z = (9.2.\bar{10})$; dann wird $\delta = (23.2.\bar{18})$. Beide Annahmen geben eine nur sehr mässige Uebereinstimmung mit der Beobachtung.

Nimmt man für Des-Cloizeaux' δ das Symbol $(91\bar{7})$, so lässt sich auch für sein *z* eine recht plausible Deutung finden.

Zunächst würde aus Des-Cloizeaux' Zeichnung, Man. II, pag. 131, Anmerkung, zu schliessen sein, dass *z* gleichzeitig in den

Zonen $m\,z\,\delta$ und in der Kantenzone von Π —$8R$ läge. Dieser Zonenverband würde auf die von Leogang bekannte Form 𝔩 ($11.3.\bar{1}\bar{3}$) führen, deren Winkel aber doch zu sehr von den beobachteten abweichen. Die Fläche kann daher nicht gleichzeitig in beiden Zonen liegen. Dass die Zone $m\,z\,\delta$ vorhanden sei, gibt Des-Cloizeaux ausdrücklich an. In dieser Zone (sie erhält das Zeichen [152]) liegt im Kreuzungspunkt mit der Zone [677], welche die Flächen '𝔎 $7\bar{5}\bar{1}$, 𝔎' $7\bar{1}\bar{5}$ und die neue Form Γ $7\bar{9}3$ enthält, der Pol $21.5.\bar{2}\bar{3}$, welches Symbol die fragliche Fläche jedenfalls genauer darstellt als Des-Cloizeaux's Zeichen.

Der Vergleich zwischen Beobachtung und Rechnung stellt sich folgendermassen:

Des-Cloizeaux beobachtet		Des-Cloizeaux berechnet $\delta = 10.1.\bar{8}$, $z = 23.5.\bar{2}\bar{5}$	Δ	Des-Cloizeaux berechnet $\delta = 23.2.\bar{1}\bar{8}$, $z = 9.2.\bar{1}\bar{0}$	Δ	Becke berechnet $\delta = 91\bar{7}$, $z = 21.5.\bar{2}\bar{3}$	Δ
$o\,\delta$	77° 40′	78° 41′	−61′	78° 24′	−44′	77° 18′	+22′
$p\,\delta$	42° 30′	43° 7′	−37′	42° 29′	+1′	41° 56′	+34′
$m\,\delta$	29° 49′	29° 24′	+25′	28° 34′	+75′	29° 12′	+37′
$m^1\,\delta$	40° 13′	39° 26′	+47′	40° 13′	0	40° 20′	−7′
$m^1\,z$	28° 27′	28° 39′	−12′	27° 54′	+33′	28° 22′	+5′
$z\,\delta$	11° 55′	10° 47′	+68′	12° 19′	−24′	11° 58′	−3′
$o\,z$	85° 20—43′	85° 45′	−2...−25′	86° 25′	−65...−42′	85° 22′	−2...+21′
		$\Sigma\Delta = 252'...275'$		$\Sigma\Delta = 242'...219'$		$\Sigma\Delta = 110'...129'$	

Ausser der besseren Uebereinstimmung der gemessenen und berechneten Winkel spricht für die Annahme des Symbols ($91\bar{7}$) noch der Zonenzusammenhang. Diese Form fällt nämlich in die Diagonalzone des häufigsten Rhomboëders m, und in die Kantenzone des von Des-Cloizeaux beobachteten Rhomboëders Π ($33\bar{5}$), in welcher auch noch die Formen 𝔮 ($31\bar{3}$), 𝔩 ($11.3.\bar{1}3$) und Γ ($9\bar{3}\bar{7}$) liegen. Ferner fällt ($91\bar{7}$) auch in eine Zone mit φ ($1\bar{1}\bar{1}$), d ($4\bar{5}\bar{1}$) 𝔎' ($5\bar{7}1$), Π ($3\bar{5}3$), in welcher auch eine Fläche der neuen Form F ($10\bar{4}$) liegt. Endlich liegt ($91\bar{7}$) noch in Zonenverband mit m ($11\bar{3}$), 𝔩 ($11.3.\bar{1}\bar{3}$), K ($20\bar{1}$).

Dagegen würde sowohl $^{11}/_{2}P2$ als $6P2$ gänzlich ausser Verband stehen mit den übrigen Dolomitformen.

Daher glaube ich, dass man diese Symbole streichen und durch

$$\gamma\ (91\bar{7})\quad (8.8.\bar{1}\bar{6}.3)\quad -\frac{l}{r}\frac{^{16}/_{3}P2}{2}\quad -{}^{1}80\ (G_2)$$

ersetzen kann, eine Form, welche durch Rath und Hessenberg auch am Calcit beobachtet wurde.

Im Zusammenhang damit ist *z* wie folgt zu symbolisiren:

$$z\ (21.5.\bar{2}\bar{3})\quad (16.28.\bar{4}\bar{4}.3)\quad -\frac{l}{r}\frac{4R^{11/3}}{2}\quad -{}^{1}20.4\ (G_2)$$

q: $(31\bar{3})$ i $(72\bar{6})$, unsicher bestimmte Formen am Dolomit von Binnenthal (Becke).

d: $(51\bar{4})$. Von Des-Cloizeaux (β) an Krystallen von Traversella, von Hall in Tirol, von mir an Krystallen von Binnenthal beobachtet.

𝔩 $(11.3.\bar{1}3)$ Leogang (Becke).

$C.\ +\frac{l}{r}$ und $-\frac{r}{l}$ Formen.

F: $(4\bar{1}0)$, Scaleglia (Becke).

𝔖: $(4\bar{2}\bar{1})$ *x* bei Des-Cloizeaux und Tschermak; an Krystallen von Traversella beobachtet.

'𝔎: $(7\bar{5}\bar{1})$ Binnenthal, Scaleglia, Leogang, hier mit 'ϑ $(5\bar{4}\bar{1})$, (Becke).

Γ: $(7\bar{9}3)$ Scaleglia (Becke).

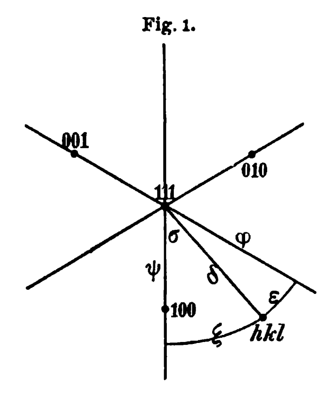
D. Unbestimmter Stellung.

N: $(50\bar{3})$ gibt Sella nach Messungen mit dem Anlegegoniometer von Traversella an, und zwar soll die Form vollflächig auftreten.

P: $(30\bar{2})$ wird schon von Hauÿ von Toscana angeführt in der Combination $100.10\bar{1}.30\bar{2}$. Peters gibt diese Form von Nordungarn und Leogang und erwähnt ausdrücklich das Auftreten in halber Flächenzahl.

𝔐: $(7\bar{2}\bar{3})$ Des-Cloizeaux beobachtete die Form an Krystallen von Tinz bei Gera (*y*) mit halber Flächenzahl; die Stellung ist ungewiss.

Fig. 1.



Die nachstehenden Tabellen geben einige Winkel der am Dolomit beobachteten Formen. Die Bedeutung der Buchstaben in der zweiten Tabelle ergibt sich aus der beistehenden Figur. In der dritten Tabelle sind die Winkel der in der zweiten Colonne angeschriebenen Einzelfläche zu den drei oberen Flächen von *p* (100) und *m* $(3\bar{1}\bar{1})$ zusammengestellt. Bei der Bestimmung von Combinationen kann sie in dieser Form gute Dienste leisten. In den Tabellen sind die Hemi-

skalenoëder nach Krystallräumen zusammengestellt, in denen sie auftreten, und innerhalb der so entstandenen Abtheilungen nach steigendem Winkel δ geordnet.

Winkeltabellen für Dolomit.

Berechnet nach dem Axenverhältnis $c = 0{\cdot}8322$.

+ Rhomboëder		Winkel zu o (111)	Kantenwinkel	— Rhomboëder		Winkel zu o (111)	Kantenwinkel
m·	$(3\bar{1}\bar{1})$	75° 25·0′	113° 53·1′	*r*·	(11.11.8)	5° 29·3′	9° 30·2′
l·	$(7\bar{2}\bar{2})$	70° 52·2′	109° 48·6′	*δ*·	(110)	25° 39·8′	44° 3·3′
p·	(100)	43° 51·5′	73° 44·9′	*η*·	$(33\bar{1})$	37° 33·1′	63° 43·0′
g·	(511)	28° 46·3′	49° 16·2′	*ϱ*·	$(55\bar{4})$	55° 14·9′	90° 43·4′
e·	(311)	21° 1·5′	36° 12·3′	*φ*·	$(11\bar{1})$	62° 30·7′	100° 23·7′
				Π·	$(33\bar{5})$	82° 35·3′	118° 21·7′

$+\frac{r}{l}$ und $-\frac{l}{r}$ Formen.

		δ	ε	ζ	φ	ψ	σ
a⁝	$(51\bar{1})$	45° 28·9′	27° 49·6′	13° 29·8′	37° 33·1′	43° 51·5′	19° 6·4′
K:	$(20\bar{1})$	68° 31·7′	37° 32·0′	17° 44·1′	62° 30·7′	67° 24·0′	19° 6·4′
𝔎⁝	$(7\bar{1}\bar{5})$	84° 23·0′	40° 39·3′	19° 0·7′	82° 35·3′	84° 3·5′	19° 6·4′
ϑ′	$(5\bar{1}\bar{4})$	90° 0′	40° 53·6′	19° 6·4′	90° 0′	90° 0′	19° 6·4′
h	$(73\bar{1})$	36° 29·5′	17° 17·9′	17° 17·9′	32° 38·7′	32° 38·7′	30° 0′
a	$(51\bar{3})$	65° 44·6′	27° 7·2′	27° 7·2′	62° 30·7′	62° 30·7′	30° 0′
γ	$(91\bar{7})$	77° 18·2′	29° 11·7′	29° 11·7′	75° 25·0′	75° 25·0′	30° 0′
i	$(72\bar{6})$	74° 37·8′	21° 34·1′	36° 1·7′	73° 26·5′	70° 52·2′	37° 35·4′
d⁝	$(51\bar{4})$	75° 4·7′	25° 22·6′	32° 23·6′	73° 26·5′	72° 14·7′	33° 40·2′
q⁝	$(31\bar{3})$	78° 52·4′	18° 44·0′	39° 58·0′	78° 14·6′	75° 25·0′	40° 53·6′
z	$(21.5.\overline{23})$	85° 22·4′	20° 58·8′	38° 47·9′	85° 2·6′	84° 3·5′	38° 56·9′
I	$(11.3.\overline{13})$	87° 11·1′	19° 5·0′	40° 50·0′	87° 1·3′	86° 16·7′	40° 53·6′

$+\frac{l}{r}$ und $-\frac{r}{l}$ Formen.

		δ	ε	ζ	φ	ψ	σ
F:	$(4\bar{1}0)$	55° 44·1′	38° 39·7′	8° 59·1′	43° 51·5′	55° 14·9′	10° 53·6′
𝔍⁝	$(4\bar{2}\bar{1})$	79° 24·8′	49° 51·6′	8° 47·7′	73° 26·5′	79° 17·2′	8° 56·9′
′𝔎⁝	$(7\bar{5}\bar{1})$	84° 23·0′	40° 39·3′	19° 0·7′	82° 35·3′	84° 3·5′	19° 6·4′
′*ϑ*	$(5\bar{4}\bar{1})$	90° 0′	40° 53·6′	19° 6·4′	90° 0′	90° 0′	19° 6·4′
Γ⁝	$(7\bar{9}3)$	85° 52·4′	13° 51·7′	45° 56·9′	85° 44·9′	84° 3·5′	46° 6·1′

Unbestimmter Stellung.

		δ	ε	ζ	φ	ψ	σ
N:	$(50\bar{3})$	73° 26·5′	36° 22·0′	20° 50·4′	69° 16·4′	72° 14·7′	21° 47·2′
P:	$(30\bar{2})$	76° 34·4′	35° 26·0′	22° 44·2′	73° 26·5′	75° 25·0′	23° 24·8′
𝔐⁝	$(7\bar{2}\bar{5})$	77° 41·5′	52° 58·0′	5° 5·3′	69° 16·4′	77° 38·6′	5° 12·5′

Winkel zu *p* (100) und *m* (3$\bar{1}\bar{1}$).

$+\frac{r}{l}$ und $-\frac{l}{r}$ Formen.							
		100	010	001	3$\bar{1}\bar{1}$	$\bar{1}$3$\bar{1}$	$\bar{1}\bar{1}$3
a:	(51$\bar{1}$)	13° 29·8′	65° 39·5′	82° 24·6′	34° 2·8′	87° 21·4′	110° 11·3′
K:	(20$\bar{1}$)	29° 10·0′	81° 50·0′	102° 54·9′	19° 24·6′	94° 28·6′	126° 3·6′
𝔎′:	(7$\bar{1}\bar{5}$)	43° 46·1′	93° 25·6′	116° 47·3′	20° 49·0′	99° 3·3′	134° 42·2′
ϑ′	(5$\bar{1}\bar{4}$)	49° 6·1′	97° 31·3′	121° 35·2′	23° 52·2′	100° 32·1′	137° 1·1′
h	(73$\bar{1}$)	20° 31·3′	54° 34·3′	77° 7·5′	45° 30·3′	78° 19·3′	107° 13·1′
α	(51$\bar{3}$)	32° 30·6′	72° 46·2′	104° 31·7′	29° 49·4′	84° 3·8′	131° 21·2′
γ	(91$\bar{7}$)	41° 56·3′	80° 52·9′	115° 16·3′	29° 11·7′	86° 49·7′	139° 40·0′
i	(72$\bar{6}$)	43° 54·2′	73° 46·7′	115° 14·9′	36° 16·6′	79° 1·9′	142° 44·8′
d:	(51$\bar{4}$)	42° 1·4′	76° 47·4′	113° 25·5′	32° 31·8′	82° 50·2′	139° 45·7′
q:	(31$\bar{3}$)	49° 13·7′	74° 28·7′	120° 13·0′	39° 58·0′	76° 49·1′	148° 4·3′
z	(21.5.$\bar{23}$)	53° 28·1′	80° 28·1′	125° 54·0′	39° 36·0′	80° 11·5′	151° 38·1′
I	(11.3.$\bar{13}$)	56° 2·7′	80° 26·0′	128° 12·5′	42° 0·5′	78° 45·2′	154° 17·4′
$+\frac{l}{r}$ und $-\frac{r}{l}$ Formen.							
F:	(4$\bar{1}$0)	14° 28·2′	88° 13·1′	77° 22·6′	22° 0·2′	112° 26·9′	96° 53·7′
𝔍:	(4$\bar{2}$1)	36° 21·8′	107° 11·9′	96° 26·5′	9° 36·1′	123° 29·2′	107° 11·1′
′𝔎:	(7$\bar{5}\bar{1}$)	43° 46·1′	116° 47·3′	93° 25·6′	20° 49·0′	134° 42·2′	99° 3·3′
′*ϑ*	(5$\bar{4}$1)	49° 6·1′	121° 35·2′	97° 31·3′	23° 52·2′	137° 1·1′	100° 32·1′
Γ:	(7$\bar{9}$3)	57° 55·0′	128° 14·1′	75° 54·2′	46° 34·4′	156° 45·9′	73° 23·5′
Unbestimmter Stellung.							
N:	(50$\bar{3}$)	34° 41·7′	83° 39·0′	108° 26·6′	21° 4·4′	93° 29·0′	131° 4·8′
P:	(30$\bar{2}$)	38° 11·8′	84° 49·7′	111° 56·7′	22° 44·2′	92° 50·3′	134° 13·0′
𝔐:	(7$\bar{2}\bar{3}$)	34° 7·2′	97° 28·7′	103° 41·2′	5° 33·2′	110° 2·9′	119° 26·3′

Krystallisirter Magnesit von Scaleglia.

Auf einer Stufe von Scaleglia ist der Dolomit verwachsen mit einem erbsengelben Mineral, welches in mehreren untereinander parallelen Krystallstöcken die Dolomitkrystalle bedeckt, sich aber auch in das Innere derselben fortsetzt, so dass beide Minerale gleichzeitig gebildet sein müssen.

Das Mineral ist vor dem Löthrohr unschmelzbar, wird grau, wirkt in geglühtem Zustande sehr schwach auf eine empfindlich gemachte Magnetnadel, löst sich schwierig unter Kohlensäureentwicklung in verdünnter, heisser Salzsäure und gibt Reactionen auf Magnesia

und Eisen, letztere bedeutend schwächer als der Mesitin von Traversella. Eine mikrochemische Reaction auf *Ca* gab nur eine höchst unbedeutende Spur von Gyps.

Das specifische Gewicht wurde durch Schweben in schwerer Flüssigkeit zu 3·083 bestimmt.

Die Krystallstöcke bestehen aus zum Theile skelettartig ausgebildeten Krystallen von rhomboëdrischer Gestalt. An abgesprengten Spaltstücken wurde der Winkel der Rhomboëderflächen mehrfach gemessen und es ergab sich als Mittel von 4 Kanten an 3 Exemplaren der Wert

pp 100.010 = 72° 33·6′ mit den Grenzen 72° 32·8′ — 34′.

An den Krystallflächen war dieser Winkel wegen der starken Streifung nach der kurzen Diagonale nur annähernd messbar.

Aus diesem Winkel folgt das Axenverhältnis: $a:c$ = 1:0·8104.

Mit diesen Eigenschaften ordnet sich der Magnesit von Scaleglia ganz gut in die isomorphe Reihe, die Magnesit und Siderit verbindet:

Reiner Magnesit von Snarum .	pp = 72° 32·0′	s = 3·017
Magnesit von Scaleglia schwach eisenhältig	72° 33·6′	3·083
Mesitin Traversella	72° 46·0′	3·3...3·4
Siderit . , ...	73° —	3·928

Die Form der vorliegenden Magnesitkrystalle ist nun darum interessant, weil hier zum erstenmale auch am Magnesit die Flächen von Skalenoëdern auftreten. Und zwar kommen zweierlei Skalenoëder vor.

Das eine ist das häufigste Skalenoëder der Calcitgruppe: $K(20\bar{1}) + R3$. Die schmalen Flächen desselben treten entsprechend der skelettartigen Entwicklung vielfach unterbrochen auf; aber sie werden stets zu beiden Seiten der Rhomboëderfläche angetroffen und zeigen keine Neigung zu tetartoëdrischem Auftreten. Bei Justirung der Kantenzone des Rhomboëders liefert daher der Krystallstock die volle von der rhomboëdrischen Hemiëdrie geforderte Anzahl von Reflexen. Die verschiedenen Facetten lassen auch in ihrem Aussehen keinen Unterschied erkennen, ebensowenig zeigen die Reflexe irgendwelche Verschiedenheit, welche auf eine Combination zweier tetartoëdrisch entgegengesetzter Hemiskalenoëder deuten würde.

Die Bestimmung dieses Skalenoëders beruht auf der Lage in der Kantenzone des Rhomboëders und auf folgende Messungen, die mit den aus dem gemessenen Spaltwinkel berechneten verglichen werden.

		Messung	Rechnung
$p\ K$	$100 . 20\bar{1}$	29° 16′	29° 17·8′
KK'	$20\bar{1} . 10\bar{2}$	49° 2′	48° 50·8′
KK''	$20\bar{1} . 2\bar{1}0$	35° 17′	35° 20·2′

Bei der Beurtheilung dieser Messungen ist zu berücksichtigen, dass sie an einem Krystallstock gewonnen wurden, dessen Theile wohl nicht absolut parallel liegen.

Das zweite Skalenoëder zeigt völlig matte Flächen, welche in der Diagonalzone des Spaltrhomboëders, also in der Kantenzone von $(11\bar{1})$ — $2R$ liegen. Es stumpft mit seinen Flächen die Seitenecken des Rhomboëders ab, zeigt aber nicht so exact das Auftreten in voller Flächenzahl. Hier und da beobachtet man eine Seitenecke, die nur einseitig abgestumpft ist. Da aber noch viel häufiger Seitenecken vorkommen, die das matte Skalenoëder gar nicht tragen, so macht die Erscheinung mehr den Eindruck einer gesetzlosen Unvollzähligkeit. In der That treten auch von diesem Skalenoëder sämmtliche Flächen auf, sei es an diesem oder jenem Theil des Krystallstockes und ihr Auftreten vermag den Eindruck der rhomboëdrischen Entwicklung nicht zu verwischen.

Einen ungefähren Anhaltspunkt für die Lage dieses Skalenoëders aus der Kantenzone von $(11\bar{1})$ — $2R$ bietet die Beobachtung, dass die rechts von p 100 gelegene Fläche mit K $20\bar{1}$ und p 010 beiläufig parallele Kanten bildet. Dieser Zonenverband würde auf e· $(21\bar{1})$ — $^1/_2R3$ führen, jedoch ist dieser Parallelismus kein vollständiger. An einer Stelle convergiren die Kanten mit p und K derart, dass die fragliche Fläche zwischen $21\bar{1}$ und $11\bar{1}$ liegen müsste. In einem anderen Falle beobachtet man auf der Fläche 010 eine Trace derselben Fläche, welche mit der Polkante einen Winkel von ca. 25° anstatt 28° 45′ einschliesst, wie $21\bar{1}$ verlangt. Dies würde für ein zwischen 100 und $21\bar{1}$ liegendes Skalenoëder sprechen.

Somit kann dieses Skalenoëder nicht genauer symbolisirt werden.

Die Rhomboëderflächen zeigen eine kräftige Streifung parallel der kurzen Diagonale. Sie wird hervorgebracht theils durch Treppen-

bildung mit dem matten Skalenoëder e, theils durch das Auftreten von Vicinalflächen, die in derselben Zone mit einer geringen Abweichung nach abwärts liegen. Auch diese Oberflächenerscheinungen treten vollkommen symmetrisch auf. Der Reflex der p-Fläche erscheint infolge dessen als ein zweiflügeliges symmetrisches Lichtbild. Vergl. Fig. 11, Taf. IV. Durch Einstellung der durch die Mitte der beiden Vicinalreflexe gelegten Zone, Messung ihrer Distanz und der gleichzeitig beobachteten Abweichung des Reflexes p lässt sich die Position dieser Vicinalflächen beiläufig bestimmen.

Es wurde gemessen:

Distanz der Reflexmitten . . . . $7^0\ 36'$
Abweichung des Reflexes p von der justirten Zone . . . . $55'$
Hieraus folgt das Ortsymbol . . . . $p\,q = 1.204\,.\,0·862$

Als eine bemerkenswerte Erscheinung ist noch hervorzuheben, dass der Magnesit keine gesetzmässige, geschweige denn parallele Stellung zu den ihn umschliessenden Dolomitkrystallen erkennen lässt, was für Minerale, die sonst als isomorph gelten, auffallend genannt werden muss. Auch diese Erscheinung scheint mir darauf hin zu deuten, dass zwischen Dolomit und Magnesit ein tiefer greifender Unterschied besteht.

Der Magnesit krystallisirt rhomboëdrisch-hemiëdrisch.

Am Magnesit sind bisher Skalenoëderflächen nicht beobachtet worden. Es ist wichtig, dass dieselben am Magnesit von Scaleglia vollzählig auftreten, wie auch die Entwicklung der Vicinalflächen von p eine symmetrische ist. Magnesit bekundet hierdurch seine schon von Tschermak aus den Aetzerscheinungen gefolgerte nähere Verwandtschaft mit dem Siderit, an dem ebenfalls die Skalenoëder vollflächig erscheinen.

Von ganz besonderer Wichtigkeit ist aber, dass an derselben Localität unter gleichen Bildungsbedingungen eine und dieselbe skalenoëdrische Form K $(20\bar{1})$ am Dolomit typisch als Tetartoëder, am Magnesit als vollflächiges Skalenoëder auftritt.

Dies scheint sehr dafür zu sprechen, dass man Magnesit, sowie Siderit für rhomboëdrisch-hemiëdrisch anzusehen habe.

Es entsteht nun die Frage, wie sich diese Ansicht mit den Beobachtungen von Tschermak verträgt (diese Mitth. IV, 112).

Bekanntlich hat Tschermak beobachtet, dass bei Aetzung von Siderit und Magnesit neben symmetrischen Aetzfiguren und gemischt mit diesen auch asymmetrische in ergänzenden Stellungen auftreten.

Er hat daraus den Schluss gezogen, dass man Siderit und Magnesit entweder als Verwachsung eines rhomboëdrisch-hemiëdrischen Minerals mit einem noch unbekannten tetartoëdrischen ansehen könne, oder als durchaus tetartoëdrisch, dass aber die Mischung von linken und rechten Theilchen eine so innige sei, dass dadurch die Aetzfiguren beider gewöhnlich vereinigt, als monosymmetrische Vertiefungen sich bilden. Daneben deutet er noch als dritte Alternative an, beide Minerale als rhomboëdrisch gelten zu lassen, und die asymmetrischen Figuren als Ausnahmen anzusehen (l. c. 116, 120, 121). Dies letztere möchte ich nun in der That für das richtige halten.

Die Beobachtung hat seither einige Fälle kennen gelehrt, wo die Aetzfiguren einen geringeren Grad von Symmetrie zeigten, als nach der Krystallform zu erwarten war. In diesen Fällen (z. B. monosymmetrische Aetzfiguren auf der Würfelfläche von Pyrit und auf der Oktaëderfläche von Magnesit) liess sich zeigen, dass eine Verzerrung vorliegt, hervorgebracht durch Störungen im Aufbau des Krystalls, die mit der Art seines Wachsthums (Tektonik) zusammenhängen. In einer demnächst zu veröffentlichenden Studie über die Aetzfiguren des Fluorit werde ich ein ferneres auffallendes Beispiel dieser Art bekannt machen.[1])

Für derartige Verzerrungen möchte ich auch die asymmetrischen Aetzfiguren am Magnesit und Siderit halten.

In dieser Ansicht wird man durch die Erfahrung bestärkt, dass auch am Calcit — wenn auch seltener als bei Magnesit und Siderit — asymmetrische Figuren vorkommen. Dass dieselben bisher weniger beachtet wurden, liegt wohl daran, dass Aetzversuche am Calcit meist mit dem tadellosen Material des isländischen Doppelspathes vorgenommen wurden. Ich habe insbesondere an Krystallen von Poretta, die nur das Grundrhomboëder zeigen, die Beobachtung gemacht, dass nach Aetzung von Spaltflächen mit verdünnter Salz-

[1]) Anmerkung: Auch die jüngst von Beckenkamp am Aragonit beobachteten monosymmetrischen Figuren dürften in dieselbe Kategorie gehören. Hier liegt noch ein weites Versuchsfeld offen (Zeitschr. f. Kryst. XIV, pag. 397).

säure einzeln und gruppenweise neben symmetrischen auch asymmetrische Figuren auftreten.

Was nun speciell den Magnesit von Scaleglia angeht, so habe ich auch an diesem Aetzversuche angestellt, obzwar er wegen der Kleinheit der Individuen kein sehr taugliches Material liefert.

Nach dem Aetzen in warmer mässig verdünnter Salzsäure beobachtete ich dieselben Erscheinungen wie Tschermak. Weitaus vorherrschend sind die stark verzerrten Figuren, welche Tschermak l. c. in Fig. 7*a'* abbildet. Zur Entscheidung des Krystallsystems sind diese offenbar nicht tauglich, da sie ihre asymmetrische Form durch die Lage und Ausdehnung der ihre Entstehung veranlassenden Störung (parallel der Rhomboëderkante verlaufende Zwillingslamellen? Canäle?) erhalten.

Sie finden sich immer auf grössere Strecken hin in paralleler Stellung, so dass auf der geätzten Spaltfläche Felder entstehen, die mit der Wachsthumsrichtung der betreffenden Partie des Krystalls in Zusammenhang zu stehen scheinen.

Dazwischen kommen äusserst selten isolirte Aetzfiguren vor; manche zeigen keine erkennbare Unsymmetrie; sie haben die Form, welche Tschermak l. c. Fig. 6 an zweiter Stelle abbildet.

Von diesen symmetrischen Figuren gibt es Uebergänge zu den verzerrten Figuren, die mitunter den asymmetrischen Figuren des Dolomits recht ähnlich sehen. Sie unterscheiden sich aber dadurch, dass der obere Rand nicht horizontal, sondern schief, annähernd parallel der Rhomboëderkante verläuft. Ich meine daher, dass diese asymmetrischen Figuren, sowie die deutlich verzerrten ihre asymmetrische Gestalt durch eine Störung des Krystallbaues erhalten, welche hier nur von relativ kleiner Ausdehnung gegenüber der Grösse der ganzen Figur zu denken wäre.

Die Gesammtheit der hier beobachteten Erscheinungen dürfte, wie ich glaube, mit rhomboëdrisch-hemiëdrischem Krystallbau vereinbar sein.

Ursache der Tetartoëdrie des Dolomits.

Wenn die vorstehend entwickelte Ansicht richtig ist, dass Magnesit und wohl auch die nach Tschermak übereinstimmende Erscheinungen darbietenden Minerale Siderit und Manganspath rhom-

boëdrisch-hemiëdrisch krystallisiren, so ergibt sich das einfache Resultat, dass unter den nach dem Typus $R_2 C_2 O_6$ zusammengesetzten Verbindungen der Reihe der rhomboëdrischen Carbonate die Verbindungen, in denen R_2 durch zwei gleichartige Metallatome repräsentirt wird, rhomboëdrisch-hemiëdrisch, jene dagegen, in denen R_2 zwei ungleiche Metallatome darstellt, rhomboëdrisch-tetartoëdrisch krystallisiren.

Diese Beziehung lässt sich vollkommen einsehen, indem man die wahrscheinliche Molecularstructur der rhomboëdrischen Carbonate in Betracht zieht und gleichzeitig die chemischen Molekel gemäss den Vorstellungen der Stereochemie als räumliche Gebilde auffasst.

Als Repräsentant der Krystallstructur der rhomboëdrischen Carbonate wird wohl mit Recht das zusammengesetzte Rhomboëdersystem von Sohncke angesehen. Demgemäss hat man sich in einem Bravais-schen rhomboëdrischen Raumgitter die einzelnen Partikel dargestellt zu denken durch eine Gruppe von 6 Punkten, einen Sechspunkter. Je nach der Lage dieser Punkte vermag das System nach der Ableitung von Sohncke der trapezoëdrischen Tetartoëdrie oder der rhomboëdrischen Hemiëdrie zu entsprechen. Das letztere tritt dann ein, wenn die 6 Punkte in den Symmetrieebenen des Bravais'schen Gitters liegen. Die 6 Punkte liegen dann so wie die Ecken der im Gleichgewicht ausgebildeten Combination *oR . mR*. Mannigfache Verschiedenheiten sind möglich, je nachdem ein + oder —, ein stumpferes oder spitzeres *mR* dem Sechspunkter zu Grunde liegt. Auf diese Verschiedenheiten, welche möglicherweise zur Erläuterung der feineren Cohäsionsunterschiede zwischen Calcit einerseits und den übrigen Carbonaten andererseits dienen könnten, soll aber hier nicht näher eingegangen werden.[1])

Denkt man sich nun an Stelle der ausdehnungslosen Punkte körperliche, mit Symmetrie begabte Molekeln oder Molekelgruppen, so entspricht diese Anordnung nur dann der rhomboëdrischen Hemi-

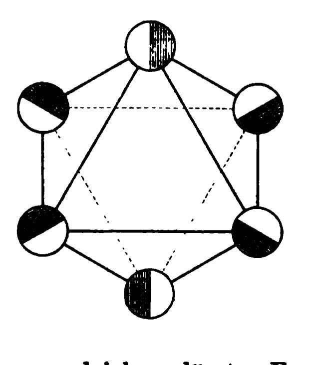
---

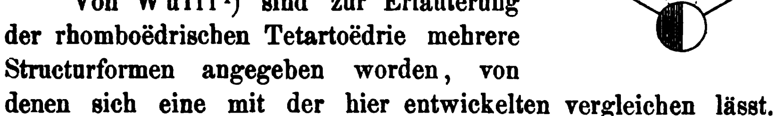
[1]) Anmerkung. Die Anzahl der denkbaren Fälle ist noch immer sehr gross; sehr einfach werden zwei besondere Fälle, bei welchen je zwei gegenüberliegende Punkte, die verschiedenen Sechspunktern angehören, zusammenfallen. Man hat dann als Bausteine centrisch symmetrische Molekel mit monokliner Symmetrie. Will man die übliche Ableitung der Spaltbarkeit nach Bravais beibehalten, so muss man in diesem Falle von einem Raumgitter nach $-\frac{1}{2}R$ ausgehen. Auf die folgende Ableitung haben diese Verschiedenheiten keinen Einfluss.

ëdrie, wenn durch jede einem Punkte entsprechende Molekel oder Molekelgruppe parallel $\infty P2$ eine Symmetrieebene gelegt werden kann. Geht bei sonst gleicher Anordnung diese Symmetrieebene verloren, so verwandelt sich die Symmetrie des Systems in die der rhomboëdrischen Tetartoëdrie, unter Umständen in die der trapezoëdrischen Tetartoëdrie, je nachdem hierbei die horizontalen Symmetrieaxen verloren gehen oder nicht.

Nun haben nothwendig die Molekel $Ca\,C_2\,O_6\,Ca$, $Mg\,C_2\,O_6\,Mg$ und ähnliche, wenn man dieselbe im Raume construirt, eine Symmetrieebene mehr als die Molekel $Ca\,C_2\,O_6\,Mg$, $Ca\,C_2\,O_6\,Fe$. Denkt man sich also in unserem Punktsystem die Punkte durch derartige Molekeln repräsentirt, so muss der resultirende Krystall in den beiden ersten Fällen rhomboëdrisch-hemiëdrisch, in den beiden letzten tetartoëdrisch krystallisiren, und zwar rhomboëdrisch-tetartoëdrisch, wenn die ungleichen Metallatome in den oberen und unteren drei Punkten regelmässig abwechseln, wie die nebenstehende Figur andeutet, wo die ungleichen Hälften der Molekeln durch Schraffirung unterschieden sind.

Fig. 2.





Von Wulff[1]) sind zur Erläuterung der rhomboëdrischen Tetartoëdrie mehrere Structurformen angegeben worden, von denen sich eine mit der hier entwickelten vergleichen lässt. Er unterscheidet:



α) Pyramidal-rhomboëdrische Tetartoëdrie. Aufbau aus pyramidalen Zwölfpunktern oder Sechspunktern, deren Centren ein rhomboëdrisches Raumgitter bilden.

β) Rhomboëdrisch-deuterorhomboëdrische Tetartoëdrie. Aufbau aus deuterorhomboëdrischen Sechspunktern, deren Centren ein rhomboëdrisches Raumgitter bilden.

γ) Rhomboëdrisch-deuterorhomboëdrisch-pyramidale Tetartoëdrie. Aufbau aus rhomboëdrischen Sechspunktern, um ε gegen die Nebenaxenrichtungen gedreht.

---

[1]) Zeitschr. f. Kryst. XIII. Ueber die regelmässigen Punktsysteme, pag. 554 und 555.

γ 1. Die Centren der Punkter bilden ein holoëdrisches Raumgitter.

γ 2. Die Centren der Punkter bilden ein rhomboëdrisches Raumgitter.

Der Fall $\gamma 2$ ist es nun, der mit meiner Entwicklung übereinstimmt.

Wenn nämlich, wie ich hier annehme, die Symmetrie der einzelnen „Punkte" des rhomboëdrischen Sechspunkters verloren geht (indem die R_2 zwei ungleiche Metallatome repräsentiren), so wird nothwendig auch der Schwerpunkt der Doppelmolekel aus der Symmetrieebene, in der er sich befand, wenn R_2 gleiche Metallatome darstellt, herausrücken. In dieser neuen Lage ergeben die Schwerpunkte thatsächlich einen Sechspunkter in einer solchen gedrehten Stellung.

Die übrigen Fälle von Wulff lassen sich auf den Dolomit nicht anwenden. Der Fall $\gamma 1$ ist wegen des zu Grunde liegenden holoëdrischen Raumgitters auszuschliessen. Der Fall β ist nicht anwendbar, weil derselbe den Uebergang von der Tetartoëdrie bei unsymmetrischer Molekel, zur Hemiëdrie bei symmetrischer Molekel nicht aufklärt. Der Fall α endlich erweist sich als ein Grenzfall von $\gamma 2$, wenn man anstatt der Punkte Molekel mit körperlicher Ausdehnung und Symmetrie setzt.

Nach der hier entwickelten Vorstellung könnte man auch am Pistomesit $Mg\,C_2\,O_6\,Fe$ tetartoëdrische Formen erwarten. Es ist aber nach dem ganzen Verhalten der Magnesium- und Eisenverbindungen wahrscheinlich, dass der Pistomesit nicht ein Doppelsalz, wie Dolomit und Ankerit, sondern eine isomorphe Mischung von $Mg_2\,C_2\,O_6$ und $Fe_2\,C_2\,O_6$ darstellt.

Indessen wäre es möglich, dass die Mischung rhomboëdrischer und tetartoëdrischer Theilchen, welche Tschermak als einfachste Erklärung der Aetzerscheinungen bei Siderit und Magnesit hinstellt, sich durch das Auftreten von Doppelmolekeln $Mg\,Fe\,C_2\,O_6$ neben solchen von $Mg_2\,C_2\,O_6$ und $Fe_2\,C_2\,O_6$ erläutern liesse. Dann müsste man aber eine Steigerung der auf Tetartoëdrie hinweisenden Erscheinungen bei den Mittelgliedern wie Mesitin, eine Abnahme derselben und ein Verschwinden bei den reineren Endgliedern der Reihe erwarten, wofür indessen weder die Beobachtungen Tschermak's, noch eigene Vergleiche des Magnesit von Scaleglia mit dem Mesitin

von Traversella zu sprechen scheinen. Die Verschiedenheit von *Mg* und *Fe* scheint demnach nicht gross genug zu sein, um so deutliche Unsymmetrie hervorzurufen, wie die Verschiedenheit von *Mg* und *Ca* oder *Fe* und *Ca*.

Die hier ausgesprochene Vorstellung von der Ursache der Tetartoëdrie des Dolomits erhält eine wesentliche Stütze durch einen analogen Fall bei der Gruppe des Eisenglanzes. Der Eisenglanz Fe_2O_3 krystallisirt rhomboëdrisch, das Titaneisenerz $FeTiO_3$ tetartoëdrisch. Auch hier kann die Anwesenheit zweier verschiedener Metallatome eine Symmetrieebene aufheben, die bei der ersten Molekel vorhanden sein muss. Dabei ist es ganz gleichgiltig, ob man die letzte Verbindung als ein Eisensalz der Titansäure oder als eine Doppelverbindung der Metalloxyde ansieht.

Die Ableitung der Tetartoëdrie aus dem Baue der chemischen Molekel gelingt nicht mit derselben Wahrscheinlichkeit beim Dioptas. Die Formel desselben H_2CuSiO_4 würde zwar räumlich construirt sich der Hypothese fügen, allein es fehlt hier der rhomboëdrisch-hemiëdrische nahe Verwandte, der die Hypothese in den früheren Fällen zu stützen vermag.

Beim ebenfalls rhomboëdrisch-tetardoëdrischen Phenakit Be_2SiO_4 fehlt dagegen jeder Anhaltspunkt für eine ähnliche Erklärung der Tetartoëdrie. Diesen Fall kann man vergleichen mit dem Auftreten enantiomorpher Hemiëdrien bei Substanzen, die in Lösung nicht optisch activ sind. Wie bei diesen wäre die Ursache der Erscheinung nicht in der mangelnden Symmetrie der Bausteine, wie beim Dolomit, sondern in deren Anordnung zu suchen. Möglicherweise ist für diese Fälle Wulff's Anordnung β verwertbar.

Es läge nahe, auch die Verminderung der Symmetrie bei sonst ähnlicher Krystallform beim Uebergang von Enstatit $MgSi_2O_6Mg$ zum Diopsid $MgSi_2O_6Ca$ auf gleiche Weise zu erklären. Dies geht jedoch nicht wohl an, da Wollastonit nicht rhombisch krystallisirt, wie jene Vorstellung verlangen würde, und auch trikline Krystalle vorkommen, bei denen R_2 durch gleiche Metallatome repräsentirt wird ($MnSi_2O_6Mn$). Hier dürfte vielmehr die vor kurzer Zeit von Groth so anschaulich entwickelte Vorstellungsweise der Wahrheit näher kommen.

Erklärung der Tafel IV.

Fig. 1. Dolomit von Binnenthal. Fragment eines grossen Krystalls. p (100), $\delta\cdot$ $(0\bar{1}\bar{1})$, η $(1\bar{3}\bar{3})$, φ $(1\bar{1}\bar{1})$, m $(3\bar{1}\bar{1})$, a $(1\bar{1}0)$, K $(1\bar{2}0)$, α $(3\bar{5}\bar{1})$, γ $(7\bar{9}\bar{1})$, d $(4\bar{5}\bar{1})$, '$\mathfrak{K}$ $(7\bar{5}\bar{1})$.

„ 2. Dolomit von Binnenthal; idealisirte Combination. p (100), o (111), $\delta\cdot$ (110), η $(33\bar{1})$, φ $(11\bar{1})$, m $(3\bar{1}\bar{1})$, a $(10\bar{1})$, K $(20\bar{1})$, γ $(91\bar{7})$, α $(51\bar{3})$, d $(51\bar{4})$, $\mathfrak{K}'$ $(7\bar{5}\bar{1})$. Zwischen o und $\delta\cdot$ Prärosionsflächen, welche sich der Lage von (221) nähern.

„ 3. Dolomit von Binnenthal. Partie eines Krystalls mit Flächen von o (111), p (100), $\delta\cdot$ (110), η $(33\bar{1})$, φ $(11\bar{1})$ und mit breiten, schief gestreiften Prärosionsflächen zwischen o und $\delta\cdot$. Die dargestellte Partie gehört der Unterseite eines Krystalls an.

„ 4. Dolomit von Scaleglia. p (100), o (111), K $(20\bar{1})$, F $(4\bar{1}0)$, '$\mathfrak{K}$ $(7\bar{5}\bar{1})$, Γ $(7\bar{9}3)$.

„ 5. Dolomit von Scaleglia. Ergänzungszwilling.

„ 6. Dolomit von Scaleglia. Seiteneck eines Krystalls mit Leistenfläche zwischen '$\mathfrak{K}$ und Γ.

„ 7. Magnesit von Scaleglia. Skizze eines Theiles von einem auf Dolomit aufgewachsenen Krystallstock. Man beachte das symmetrische Auftreten der kleinen Facetten von Skalenoëdern K $(20\bar{1})$. Punktirt die matten Flächen des unbestimmbaren Skalenoëders ϱ. Die Rhomboëderflächen parallel der kurzen Diagonale gestreift.

„ 8. Idealisirte Combination des Magnesit von Scaleglia p (100), K $(20\bar{1})$, ϱ nicht genau bestimmbar, nähert sich der Lage $(2\bar{1}\bar{1})$, diese Fläche wurde gezeichnet.

„ 9. Natürliche Aetzfiguren des Dolomits von Scaleglia auf der oberen Fläche p. Fig. 9a zugehöriges Lichtbild in um 180° verwendeter Stellung.

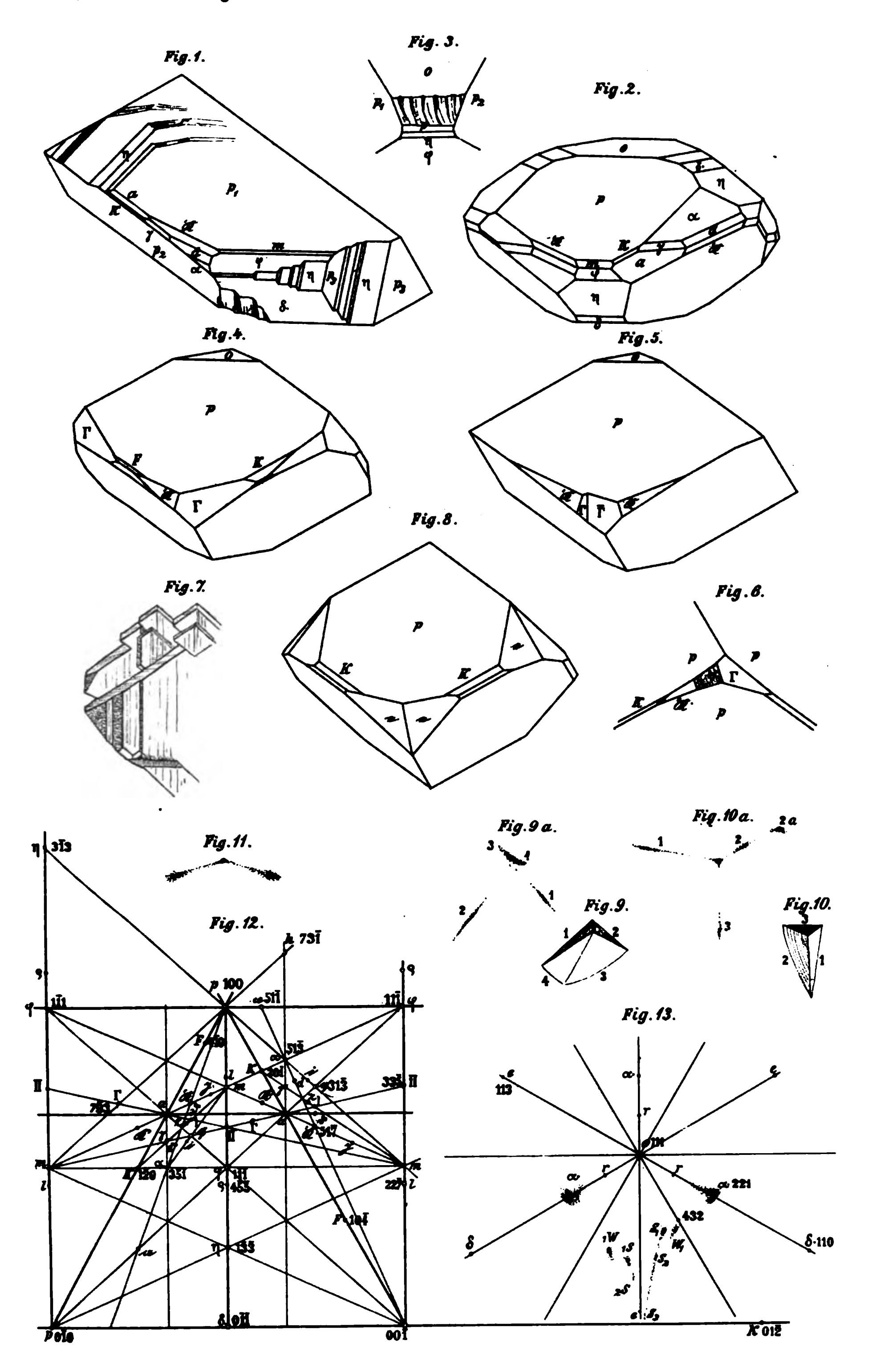
„ 10. Salzsäureätzfigur des Dolomits. Fig. 10a zugehöriges Lichtbild in gleicher Stellung.

„ 11. Lichtbild der p-Fläche des Magnesit von Scaleglia.

„ 12. Gnomonische Projection der Dolomitformen auf $(2\bar{1}\bar{1})$ ∞R. Es sind alle mit Sicherheit orientirten Hemiskalenoëder eingetragen. Nur wenige Zonenlinien sind ausgezogen, da man durch Anlegen eines Lineals die Zonen leicht herausfindet.

„ 13. Gnomonische Projection der Prärosionsflächen des Dolomits von Binnenthal, eingetragen nach den Lichtbildern. Vergl. Text pag. 230 ff. Zur Orientirung sind eingetragen die Pole der (am Dolomit nicht beobachteten) Krystallflächen: (221) — $^1/_5 R$, ein Pol der verwendeten Pyramide (432), ferner die Pole der Dolomitformen: $\delta\cdot$ (110) — $^1/_2 R$, e (311) + $^2/_5 R$, r (11 . 11 . 8) — $^1/_{10} R$ und o (111) oR.

Der Massstab der Projectionen ist in Fig. 9 und 11 doppelt so gross wie in Fig. 10 und 13 und viermal so gross wie in Fig. 12.



Aut. del.

Verlag von Alfred Hölder, k.u.k. Hof- und Universitäts-Buchhändler, Wien.

XIV. Berechnung von H. Niedmann's Biegungsversuchen an Kreisplatten von Baryt.

Von **Aurel Kiebel** in Czernowitz.

Herr M. Voigt hat auf theoretischem Wege [1]) für Krystalle des rhombischen Systems folgende Elasticitätsgleichung hergeleitet:

$$\frac{1}{E} = A\alpha^4 + B\beta^4 + C\gamma^4 + D\alpha^2\beta^2 + F\beta^2\gamma^2 + H\gamma^2\alpha^2 \quad . \quad . \quad \text{I},$$

worin E der Elasticitätscoëfficient (Biegungswiderstand), $A \ldots H$ Aggregate der Elasticitätsconstanten und α, β, γ die Richtungscosinus der Längsrichtung eines Prismas sind, welches aus einem Krystalle herausgeschnitten wurde.

Herr Niedmann [2]) hat zur Erforschung der Elasticitätsverhältnisse des Baryts kreisrunde Platten in verschiedenen Richtungen aus den Krystallen geschnitten und ihre Biegungen in möglichst vielen Richtungen gemessen.

Es schien nun von Interesse, zu prüfen, ob die an den Platten gemessenen Biegungswiderstände sich durch eine Gleichung von ähnlicher Form darstellen lassen. Dies geschah sowohl direct nach der Methode der kleinsten Quadrate als auch durch Einführung von Näherungswerten. Es zeigte sich hierbei, dass in der That die relativen Biegungswiderstände nach verschiedenen Richtungen einer und derselben Platte recht genau durch eine Gleichung von der oben angegebenen Form darstellbar sind, und dass auch die Beobachtungen an sämmtlichen drei Platten, parallel den drei Symmetrieebenen, sich ziemlich gut durch dasselbe System von Coëfficienten darstellen lassen. Dagegen zeigen sich grössere Abweichungen, wenn man auch die anderen von Niedmann zur Controle gemessenen Platten in Rechnung zieht.

Für die einzelnen Symmetrieebenen vereinfacht sich die Elasticitätsgleichung wie folgt:

---

[1]) Wiedemann's Ann. XVI, pag. 406.

[2]) Zeitschr. f. Krystallographie. 1888, XIII, pag. 362—382.

1. Das Makropinakoid.

Für dasselbe ist $\alpha = 0$, somit $\gamma^2 = 1 - \beta^2$ zu setzen, da die Makrodiagonale die Anfangsrichtung ist. Wird die Biegung parallel der Verticalen zur Einheit genommen, also $C = 1$ gesetzt, dann lautet die Elasticitätsgleichung für alle Richtungen des Makropinakoids

$$\frac{1}{E} - 1 = a_1 \,.\, \eta + b_1 \,.\, \eta^2 \quad . \quad . \quad . \quad . \quad \text{II},$$

wenn $F - 2 = a_1$, $B + 1 - F = b_1$, $\beta^2 = \eta$ gesetzt wird.

2. Das Brachypinakoid.

Hier ist $\beta = 0$ und, weil die Brachydiagonale zur Anfangsrichtung genommen wurde, $\gamma^2 = 1 - \alpha^2$ zu setzen. Es lautet somit die Elasticitätsgleichung des Brachypinakoids

$$\frac{1}{E} - 1 = a_2 \,.\, \xi + b_2 \,.\, \xi^2 \quad . \quad . \quad . \quad . \quad \text{III},$$

worin $a_2 = H - 2$, $b_2 = A + 1 - H$, $\xi = \alpha^2$ ist.

3. Die Basis.

Anfangsrichtung ist die Makrodiagonale, somit wegen $\gamma = 0$ $\alpha^2 = 1 - \beta^2$ einzuführen. Setzt man der Kürze halber $D - 2A = a_3$, $A + B - D = b_3$, $\beta^2 = \eta$, so lautet die Elasticitätsgleichung der Basis

$$\frac{1}{E} - A = a_3 \,.\, \eta + b_3 \,.\, \eta^2 \quad . \quad . \quad . \quad . \quad \text{IV}.$$

Die Gleichungen II, III, IV haben die Form

$$\delta = a \,.\, z + b \,.\, z^2 \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad \text{V},$$

worin δ und z für jede einzelne Symmetrieebene durch ein System von Beobachtungen gegeben sind. Die Werte von a und b, welche ein System von Gleichungen von der Art V möglichst genau erfüllen, werden entweder nach der Methode der kleinsten Quadrate gefunden, oder aber man führt für a und b Näherungswerte a' und b' ein, welche man z. B. aus zwei möglichst verschiedenen Beobachtungen herleiten kann. Zu denselben muss man noch gewisse Grössen a'' und b'' hinzufügen, um a und b zu erhalten. Setzt man $m = \delta - a' z - b' z^2$, so geht V über in

$$m = a'' z + b'' z^2 \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad \text{VI},$$

woraus a'' und b'' nach der Methode der kleinsten Quadrate leichter zu berechnen sind als a und b, da m bedeutend kleiner als δ ist.

Wie oben erwähnt, wurde der Controle wegen die Rechnung sowohl direct nach der Methode der kleinsten Quadrate als auch durch Einführung von Näherungswerten durchgeführt. [1])

I. Das Makropinakoid.

Auf directem Wege wurde nach der Methode der kleinsten Quadrate gefunden: $a_1 = 2{\cdot}388$, $b_1 = -1{\cdot}851$.

Sodann wurden die zu $\varphi = 0^0$ und $\varphi = 45^0$ gehörigen Grössen ausgewählt und daraus Näherungswerte berechnet. Diese waren $a' = 2{\cdot}3763$, $b' = -1{\cdot}8346$, woraus die Grössen $m = \frac{1}{E} - 1 - - a' \eta - b' \eta^2$ und dann die in Gleichung VI vorkommenden Correctionsgrössen $a'' = 0{\cdot}0154$, $b'' = -0{\cdot}0211$ berechnet wurden, so dass sich für $a_1 = 2{\cdot}392$, $b_1 = -1{\cdot}856$, also im Mittel $a_1 = 2{\cdot}390$, $b_1 = -1{\cdot}853$ ergaben. Diese Werte in das Gleichungssystem II substituirt, gestatteten die Grössen $\frac{1}{E}$ zu berechnen und einen Vergleich mit den aus den Beobachtungen hergeleiteten Werten derselben anzustellen, wie die folgende Tabelle zeigt:

φ	$\frac{1}{E}$ Beobachtung	$\frac{1}{E}$ Berechnung	Differenz	in %
0°	1·541	1·536	— 0·005	— 0·3
12·5	1·577	1·594	+ 0·017	+ 1·0
27·5	1·728	1·733	+ 0·005	+ 0·3
33	1·768	1·764	— 0·004	— 0·2
38	1·787	1·769	— 0·018	— 1·0
42·5	1·759	1·751	— 0·003	— 0·4
45	1·730	1·732	+ 0·002	+ 0·1
47	1·699	1·711	+ 0·012	+ 0·7
49	1·670	1·686	+ 0·016	+ 0·9
57·5	1·533	1·536	+ 0·003	+ 0·2
72·5	1·175	1·201	+ 0·026	+ 2·2
90	1	1	0	0
94	1·003	1·012	+ 0·009	+ 0·9
102·5	1·106	1·108	+ 0·002	+ 0·1
117·5	1·422	1·425	+ 0·003	+ 0·2
132·5	1·708	1·705	— 0·003	— 0·2
142	1·787	1·770	— 0·017	— 0·9
147·5	1·767	1·762	— 0·005	— 0·3
162·5	1·633	1·640	+ 0·007	+ 0·4
180	1·541	1·537	— 0·004	— 0·3

[1]) Die Rechnung wurde an den von Niedmann als „Verhältniszahl" aufgeführten relativen Biegungszahlen durchgeführt, die Biegung ⊥ der c-Axe = 1 gesetzt.

Im Durchschnitt beträgt der Unterschied der Berechnung und Beobachtung +0·14 Procent. Eine abnorme Abweichung (+ 2·2 Procent) ergibt sich nur für $\varphi = 72^0$, sonst liegt der Unterschied zwischen ± 1 Procent.

Die Elasticitätsgleichung des Makropinakoids kann somit geschrieben werden:

$$\frac{1}{E} - 1 = 2{\cdot}390\,\eta - 1{\cdot}853\,\eta^2 \quad . \quad . \quad \text{VII.}$$

2. Das Brachypinakoid.

Bei directer Anwendung der Methode der kleinsten Quadrate ergab sich $a_2 = 0{\cdot}427$, $b_2 = -0{\cdot}107$.

Zur Berechnung von Näherungswerten wurden diejenigen Messungen ausgewählt, welche zu $\psi = 0$ und $\psi = 37{\cdot}5^0$ gehören. Dieselben ergaben $a' = 0{\cdot}3798$, $b' = -0{\cdot}0565$, worauf die Grössen m und damit die Correctionsgrössen $a'' = 0{\cdot}0662$, $b'' = -0{\cdot}0726$ gerechnet wurden, so dass auf diesem Wege $a_2 = 0{\cdot}446$, $b_2 = -0{\cdot}129$, also im Mittel $a_2 = 0{\cdot}437$, $b_2 = -0{\cdot}118$ gefunden wurde. Die Elasticitätsgleichung des Brachypinakoids lautet daher

$$\frac{1}{E} - 1 = 0{\cdot}437\,\xi - 0{\cdot}118\,\xi^2 \quad . \quad . \quad \text{VIII.}$$

Diese Gleichung ermöglichte die Berechnung der Grössen $\frac{1}{E}$ und deren Vergleichung mit den durch Messung gefundenen Zahlen, wie die folgende Tabelle übersichtlich zeigt:

ψ	$\frac{1}{E}$ Beobachtung	$\frac{1}{E}$ Rechnung	Differenz	in %
0°	1·323	1·319	− 0·004	− 0·3
17	1·289	1·301	+ 0·012	+ 0·9
37·5	1·217	1·228	+ 0·011	+ 0·9
56	1·144	1·125	− 0·019	− 1·6
74·5	1·036	1·025	− 0·011	− 1·1
90	1	1	0	0
98	1·008	1·008	0	0
118·5	1·117	1·093	− 0·024	**− 2·2**
125	1·153	1·131	− 0·022	**− 2·0**
143	1·232	1·230	− 0·002	− 0·2
161·5	1·285	1·298	+ 0·013	+ 1·0
180	1·321	1·319	− 0·002	− 0·1

Die durchschnittliche Abweichung von Rechnung und Beobachtung beträgt — 0·4 Procent von $\frac{1}{E}$ und findet eine Abweichung von 2 Procent und mehr bei $\varphi = 125^0$ bezüglich $118{\cdot}5^0$ statt.

Der Umstand, dass an dieser Platte die geringste Anzahl von Biegungen vorgenommen und gemessen waren, hat die Rechnung im Vergleich zu der für die anderen Platten ungleich schwieriger gestaltet.

3. Die Basis.

Nachdem die Methode der kleinsten Quadrate das Wertepaar $a_3 = -0{\cdot}4681$, $b_3 = 0{\cdot}660$ ergeben hatte, wurden zur Controle die Messungen $\varphi = 0$ und $\varphi = 39^0$ ausgewählt, welche die Näherungswerte $a' = -0{\cdot}4359$, $b' = 0{\cdot}6274$ ergaben. Daraus wurden die Grössen m und dann die Correctionsgrössen $a'' = -0{\cdot}0393$, $b'' = 0{\cdot}0411$ berechnet, so dass auf diesem Wege $a_3 = -0{\cdot}4753$, $b_3 = 0{\cdot}6685$, also im Mittel $a_3 = -0{\cdot}472$, $b_3 = 0{\cdot}664$ gefunden wurde. Somit lautet die Elasticitätsgleichung der Basis:

$$\frac{1}{E} - A = -0{\cdot}472\,\eta + 0{\cdot}664\,\eta^2 \quad . \quad . \quad . \text{ IX.}$$

Für die Biegung parallel zur Makrodiagonale wurde dieselbe Grösse gesetzt, welche für diese Richtung des Makropinakoids gerechnet wurde, nämlich $B = 1{\cdot}536$, worauf die Rechnung aus der gemessenen Biegung in der Basis parallel zur Brachydiagonale $A = 1{\cdot}345$ ergab, während die Messung am Brachypinakoid für dieselbe Richtung $A = 1{\cdot}323$ lieferte. Aus diesem Unterschiede lässt sich ein Schluss ziehen auf den Grad der Genauigkeit, der durch die Messungen zu erreichen möglich war.

Die folgende Tabelle gibt einen Vergleich zwischen den für die Basis gemessenen und den aus IX. gerechneten Werten von $\frac{1}{E}$.

φ	$\frac{1}{E}$ Beobachtung	$\frac{1}{E}$ Rechnung	Differenz	in %
0°	1·536	1·536	—	—
15·25	1·467	1·480	+ 0·013	+ 0·9
28·25	1·418	1·378	— 0·040	— 2·7
39	1·310	1·301	— 0·009	— 0·7
41	1·274	1·291	+ 0·017	+ 1·3
43	1·273	1·282	+ 0·009	+ 0·7
45·25	1·269	1·273	+ 0·004	+ 0·3
46·25	1·265	1·270	+ 0·005	+ 0·4
48	1·258	1·266	+ 0·008	+ 0·6
50·75	1·253	1·262	+ 0·009	+ 0·7
52	1·260	1·261	+ 0·001	—
54	1·265	1·259	— 0·006	— 0·5
58·25	1·292	1·264	— 0·028	— 2·1
67·25	1·293	1·288	— 0·005	— 0·4
90	1·345	1·344	— 0·001	—
100	1·342	1·330	— 0·012	— 0·9
110·25	1·303	1·297	— 0·006	— 0·5
130·25	1·258	1·263	+ 0·005	+ 0·4
163	1·478	1·478	—	—
171	1·510	1·516	+ 0·006	+ 0·4
180	1·536	1·536	—	—

Die durchschnittliche Abweichung von Rechnung und Beobachtung beträgt —0·1 Percent von $\frac{1}{E}$; Abweichungen von mehr als 1 Percent kommen vor bei $\varphi = 28·25°$, $41°$, $58·25°$; sonst liegen dieselben zwischen ± 1 Percent.

Stellen wir die gefundenen Resultate zusammen, so haben wir:

$$a_1 = F - 2C = +2·390,\quad b_1 = B + C - F = -1·853;$$
$$a_2 = H - 2C = +0·437,\quad b_2 = A + C - H = -0·118;$$
$$a_3 = D - 2A = -0·472,\quad b_3 = A + B - D = +0·664;$$

wobei $C = 1$, für B und A die durch Rechnung gefundenen Werte $B = 1·536$ und A (als Mittel aus 1·319 und 1·344) $= 1·331$ zu setzen ist.

Somit finden wir aus der ersten Zeile $F = 4{\cdot}390$ und $4{\cdot}389$, also rund $4{\cdot}390$; aus der zweiten Zeile $H = 2{\cdot}437$ und $2{\cdot}449$, also im Mittel $2{\cdot}443$; aus der dritten Zeile $D = 2{\cdot}190$ und $2{\cdot}204$, also im Mittel $2{\cdot}197$. — Die angenäherte Uebereinstimmung der doppelt gefundenen Coëfficienten zeigt, dass in der That die bis jetzt betrachteten Beobachtungen an Kreisplatten parallel den drei Symmetrieebenen sich durch ein und dasselbe System von Coëfficienten in einer Gleichung darstellen lassen, welche der Form nach mit der von Voigt durch exacte Bestimmung der Elasticitätsconstanten abgeleiteten übereinstimmt. Diese Gleichung lautet:

$$\frac{1}{E} = 1{\cdot}331\,\alpha^4 + 1{\cdot}536\,\beta^4 + \gamma^4 + 2{\cdot}197\,\alpha^2\beta^2 + 4{\cdot}390\,\beta^2\gamma^2 + 2{\cdot}443\,\gamma^2\alpha^2 \quad . \; . \; \mathrm{X}$$

verglichen mit Voigt's Gleichung[1]):

$$10^8\frac{1}{E} = 13{\cdot}93\,\alpha^4 + 16{\cdot}07\,\beta^4 + 10{\cdot}42\,\gamma^4 + 2\,(11{\cdot}50\,\alpha^2\beta^2 + 22{\cdot}89\,\beta^2\gamma^2 + 12{\cdot}74\,\gamma^2\alpha^2)$$

zeigt sich selbst in den relativen Werten der Coëfficienten eine mässige Uebereinstimmung; die vorhandenen Unterschiede lassen, wie Voigt l. c. schon hervorhob, die Verschiedenheiten der Grösse $\frac{1}{E}$ bei Beobachtungen an Kreisscheiben bedeutend verringert erscheinen.

4. Die Platte *F*.

Herr Niedmann hat zur Controle seiner Messungen eine Platte (von ihm mit F bezeichnet) aus dem Krystalle herausgeschnitten, welche zur Verticalen parallel war und mit dem Makropinakoid den Winkel von 20° 27′ einschloss. Die Beobachtungen an dieser Platte wurden gleichfalls der Rechnung unterzogen.

Eliminirt man aus der Gleichung

$$\frac{1}{E} = A\alpha^4 + B\beta^4 + \gamma^4 + D\alpha^2\beta^2 + F\beta^2\gamma^2 + H\gamma^2\alpha^2 \quad . \; . \; \mathrm{I}$$

α und β mit Hilfe der zwei Gleichungen

$$\alpha^2 + \beta^2 + \gamma^2 = 1,$$
$$\sqrt{1-\gamma^2} = \alpha\,\alpha_1 + \beta\,\beta_1,$$

wo $\alpha_1 = \sin 20^\circ\,27'$, $\beta_1 = \cos 20^\circ\,27'$ ist, und führt statt γ die Grösse

[1]) Nachr. d. kgl. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. 1887, pag. 624 (Gl. 34).

γ_0 durch die Gleichung $\gamma_0^2 = 1-\gamma^2$ ein, so erhält man als Elasticitätsgleichung der Platte F

$$\frac{1}{E} = \{A\alpha_1^4 + B\beta_1^4 + D\alpha_1^2\beta_1^2 + 1-(F\beta_1^2 + H\alpha_1^2)\}\gamma_0^4 + \{-2 + F\beta_1^2 + H\alpha_1^2\}\gamma_0^2 + 1,$$

welche von der Form $\delta = a_0 z + b_0 z^2$ ist. Berechnet man aus den Coëfficienten A, B, D, F, H der Gleichung X die Grössen a_0, b_0, so erhält man $a_0 = 2{\cdot}154$, $b_0 = -1{\cdot}715$.

Aus den von Herrn Niedmann an dieser Platte ausgeführten Messungen ergeben sich nach der Methode der kleinsten Quadrate $a_0 = 1{\cdot}944$, $b_0 = -1{\cdot}622$.

Dass dieser bedeutende Unterschied in den Messungen begründet ist, ersieht man schon daraus, dass unter dem Winkel 0° der Platte F $\frac{1}{E} = 1{\cdot}31$ gemessen wurde, während in der Basis unter $\varphi = 20°\ 27'$, welche Richtung mit jener identisch ist, $\frac{1}{E} = 1{\cdot}45$ gefunden wurde.

Die folgende Tabelle zeigt, dass die Messungen an der Platte F mit der Rechnung dieser Platte ziemlich gut stimmen, während die aus der Gleichung X berechneten Werte bedeutend abweichen.

$90-\varphi$	$\frac{1}{E}$ gemessen an der Platte F	$\frac{1}{E}$ berechnet aus der Gleichung $\frac{1}{E} = 1{\cdot}944\,\gamma_0^2 - 1{\cdot}622\,\gamma_0^4 + 1$, wo $\gamma_0 = \cos(90-\varphi)$ ist	$\frac{1}{E}$ berechnet aus der Gleichung X: $\frac{1}{E} = 2{\cdot}154\,\gamma_0^2 - 1{\cdot}715\,\gamma_0^4 + 1$
0°	1·305	1·322	1·444
10·5	1·409	1·363	1·484
21·5	1·477	1·467	1·580
41·5	1·603	1·580	1·668
62	1·314	1·329	1·392
74·5	1·138	1·128	1·145
90	1	1	1
97·5	1·050	1·036	1·039
118·5	1·339	1·359	1·402
138·5	1·603	1·580	1·668
147·5	1·555	1·562	1·665
163	1·381	1·421	1·536
177·5	1·316	1·324	1·442

Von einer fünften Platte, parallel der Verticalaxe und senkrecht zur horizontalen Prismenkante, wurden von Niedmann zu wenig Biegungsversuche mitgetheilt, als dass man mit Aussicht auf Erfolg eine gesonderte Berechnung hätte anstellen können. Vergleicht man die Relativzahlen mit den aus der Gleichung X berechneten Grössen, so zeigt sich eine ähnliche, wenn auch geringere Abweichung im selben Sinne, wie sie die Platte X erkennen liess. Für die in der Basis gelegene Richtung dieser Platte fand Niedmann die relative Biegungszahl 1·20, während die Rechnung aus Gleichung X 1·25 ergibt.

Aus der ganzen Discussion dürfte hervorgehen, dass die Beobachtung der Biegung an Kreisplatten ein, wenn auch nicht genaues, so doch richtiges Bild von der Vertheilung der Elasticitätscoëfficienten in Krystallen gibt. Da diese Methode wegen der leichteren Beschaffung des Materiales gegenüber der exacten Bestimmung der Elasticitätsconstanten durch Biegung und Drillung von Stäbchen unleugbar einen gewissen Vorsprung hat, so dürfte dieselbe immerhin in vielen Fällen anwendbar sein.

Czernowitz, Seminar für mathem. Physik, Juni 1889.

XV. Notizen.

Ueber die Contacterscheinungen bei Dubie im Krakauer Gebiete.

Ueber das erwähnte Vorkommnis, woselbst rother Quarzporphyr im Contacte mit Kohlenkalk auftritt, berichtet Herr Prof. Szajnocha (Sitzungsberichte der Krakauer Akademie der Wissenschaften, 20. December 1889). Es bedarf jedoch diese Nachricht in mancher Hinsicht einer Ergänzung und Berichtigung.

Unter Anderem erwähnt Prof. Szajnocha ein „breccienartiges", mit Säuren brausendes Gestein, welches er als einen stark verwitterten und von Calcit imprägnirten Porphyr bestimmt. Es ist jedoch das genannte Gestein eine sehr schöne Reibungsbreccie, ganz überfüllt von Contactmineralien, was sowohl bei der oberflächlichen Betrachtung der Handstücke, als durch die mikroskopische und chemische Analyse bestätigt wird.

Das Gestein besitzt das specifische Gewicht 2·325, ist durch Säuren beinahe ganz zersetzbar und hat nach einer von Herrn Prof. Pawlewski im Lemberger Polytechnikum ausgeführten Analyse folgende Zusammensetzung:

$Si\,O_2$	= 32·78	Procent	
$Al_2\,O_3$	= 9·37	„	
$Fe\ O_3$	= 4·83	„	
$Ca\,O$	= 36·17	„	
$Mg\,O$	= 0·34	„	
$C\,O_2$	= 14·39	„	
$H_2\,O$	= 2·12	„	(aus dem Verlust berechnet)
	100·00		

Berechnen wir nun die CO_2 als kohlensauren Kalk, das $Fe_2\,O_3$ als Hämatit, die Thonerde als normales Silicat (Kaolin), zu welchen auch das im Gesteine enthaltene Wasser zu stellen ist, also:

$CaCO_3$	= 32·70	Procent
FeO_3	= 4·83	„
$Al_2O_3\,SiO_2$	= 14·88	„
H_2O	= 2·12	„
	54·53	

Der Rückstand = 45·47 Procent besteht aus:

27·24	Procent	$Si\,O_2$
17·89	„	$Ca\,O$
0·34	„	$Mg\,O$
45·47		

oder dasselbe auf 100 berechnet:

$$
\begin{aligned}
Si\,O_2 &= 59{\cdot}84 \text{ Procent} \\
Ca\,O &= 39{\cdot}42 \quad \text{"} \\
Mg\,O &= 0{\cdot}74 \quad \text{"}
\end{aligned}
$$

was ziemlich genau der Zusammensetzung von Wollastonit entspricht, wenn wir dabei in's Auge fassen, dass neben demselben noch andere Kalksilicate in geringer Menge auftreten.

Unter dem Mikroskop zeigt sich das Gestein als ein krystallinisch körniges Gemenge, in welchen neben verwitterten Porphyrbröckeln die Hauptmasse aus metamorphosirtem Kalkstein besteht. Wasserhelle, im polarisirten Lichte nicht gestreifte Calcitnester werden von lichtgrauen Höfen von derbem oder auch in sechsseitigen Täfelchen krystallisirtem Wollastonit umgeben. Ausserdem treten noch graugrüne Epidotadern, farblose Tremolitbüschel und spärliche Grossulare auf. Eisenglimmer ist in scharf krystallisirten Täfelchen durch das ganze Gestein zerstreut.

Dr. Joseph v. Siemiradzki.

Ueber Quarzfremdlinge in Lamprophyren.

Herr E. Goller[1]) hat interessante Beobachtungen über bisweilen idiomorphe Quarzkörner in Lamprophyren des Spessart mitgetheilt und bei dieser Gelegenheit auf die Aehnlichkeit dieser Erscheinung mit den Quarzen der amerikanischen Quarzbasalte hingewiesen. Herrn Prof. Bücking verdanke ich die Möglichkeit, einige der von Goller beschriebenen Gesteine kennen zu lernen. Hierbei machte ich eine Beobachtung, welche die Analogie dieser beiden Vorkommen noch deutlicher in's Licht setzt. Für alle, die das Auftreten der Quarze in Lamprophyren kennen, war es nicht zweifelhaft, dass ihre charakteristischen, aus Hornblende bestehenden Kränze in erster Linie von einer Einwirkung des Gesteinsmagmas auf den Quarz abzuleiten seien. Dabei musste aber befremdlich erscheinen, dass die Hornblendenadeln des Kranzes häufig mit ihren Spitzen in den unversehrten Quarz hineinragen (vergl. meine Abbildung. Diese Mitth. V, Taf. I, Fig. 2 u. 3). Die Hornblende des Kranzes ist von der strahlsteinähnlichen Art, die in jenen Gesteinen so häufig als Neubildung (oft nach Augit) auftritt; die allgemeine Aehnlichkeit mit den Contacthöfen von Quarz in basaltischen Gesteinen liess erwarten, dass dem jetzigen Zustand ein anderer voranging, welcher jenem der Quarze im Basalte ähnlich wäre. Hier nun ragen die grünen oder grauen Pyroxensäulen des Contacthofes nicht in das Quarzkorn, sondern liegen in einem Glashof, der unmittelbar den Quarz umgibt. Geht man von einem derartigen Zustand aus, so lässt sich der der Lamprophyrquarze dadurch erklären, dass bei der späteren Veränderung des Gesteines der Pyroxen in Hornblende umgewandelt und das Glas einerseits von dem Hornblendekranz, andererseits von dem fortwachsenden Quarz aufgezehrt wurde, welcher nun die Enden der Hornblendenadeln umschliesst. Dies würde voraussetzen, dass die

[1]) Die Lamprophyrgänge des südlichen Vorspessart. N. Jb f. Min. BB. VI, pag. 485.

Lamprophyrquarze aus einem Kern, bis zu dem die Abschmelzung reichte, und einer später zugewachsenen Hülle bestehen. Gewöhnlich ist eine solche Gliederung der Quarzkörner nicht nachweisbar, wohl deshalb, weil der Quarz überhaupt wenig geeignet ist, zonale Structur zu verrathen.

In einem der Spessartgesteine (Kersantit von Waldmichelbach, Gang XVII, dicht am Contact) fand ich indessen Quarze, die diese Gliederung überaus deutlich zeigen. Kern und Hülle sind durch einen wenig unterbrochenen Zug schwarzer Erzkörnchen von einander geschieden; Reihen von winzigen Flüssigkeitseinschlüssen, die den Kern durchsetzen, brechen an diesem Zug plötzlich ab; die Spitzen der Hornblendenadeln stecken nur in der Hülle und reichen nirgends in den Kern. Kern und Hülle haben gleichwohl einheitliche Auslöschung und bilden ein Individuum.

Die Frage von der ursprünglichen Herkunft dieser Quarzfremdlinge in den Lamprophyren, ob fremde Einschlüsse oder alte Ausscheidungen, wird durch diese Beobachtung nicht gestreift. Sie mag aber zur Erkenntnis beitragen, dass die Aehnlichkeit mit den Quarzkörnern im Basalt eine noch grössere ist, als man bis jetzt vermuthen konnte.

Nebenbei mag erwähnt werden, dass die von Goller mehrfach erwähnten Tremolitaggregate mit den von mir als Pilit bezeichneten Olivinpseudomorphosen identisch sind.

F. Becke.

Neue Zeitschrift.

Vor Kurzem erschien das 1. Heft des „Giornale di Mineralogia, Cristallografia e Petrografia", herausgegeben von F. Sansoni, Professor der Mineralogie der Universität Pavia. Dasselbe enthält Original-Mittheilungen von E. Artini, G. Boeris, F. Tognini, Conte G. Melri, L. Gardinale; Recensioni, Bibliografia, Notiziario. 4 Hefte werden jährlich erscheinen und einen Band bilden. Der neuen Zeitschrift, welche darauf ausgeht, für die italienische Fachliteratur ein ähnliches Centralorgan zu schaffen, wie es in Deutschland die „Zeitschrift für Krystallographie" und das „Neue Jahrbuch" darstellen, ist der beste Erfolg zu wünschen, der unter der thatkräftigen Leitung des gelehrten Herausgebers auch nicht ausbleiben wird.

Die Zeitschrift erscheint bei Ulrich Hoepli in Mailand.

F. B.

XVI. Literatur.

Krystallographie, Chemie, Physik.

Anderson R. J.: An Apparatus illustrating Crystal Forms. Philosophical Magazine, August 1889.

Goldschmidt V.: Graphische Bestimmung des Winkels zweier Zonenebenen in gnomonischer Projection. — Zeitschr. f. Kryst. XVII.

Goppelsroeder Friedrich: Ueber Capillaranalyse und ihre verschiedenen Anwendungen. — Mit Beilagen. Sep.-Abdruck aus den Mitth. der Section für chemische Gewerbe des k. k. technolog. Gewerbe-Museums. Wien 1889.

Hirschwald J.: Ueber das Verhalten der Kieselsäure und ihrer Verbindungen im Phosphorsalzglase. — Journ. f. prakt. Chemie. Neue Folge. 1890, Bd. XLI.

Klement C.: Analyses chimiques d'eaux de puits artésiens. — Bull. soc. belge de Géol. Pal. et Hydr. 1889, Tom. III. Bruxelles.

Lehmann O.: Ueber Zwillingsbildung bei Chlorbaryum. Zeitschr. f. Kryst. XVII, 3.

Derselbe: Ueber elektrolytische Krystallisation und die Dimorphie von Blei. — Zeitschr. f. Kryst. XVII, 3.

Martin Johannes: Beiträge zur Kenntnis der optischen Anomalien einaxiger Krystalle. (Inaugural-Dissertation, Göttingen.) Stuttgart 1890.

Mügge O.: Ueber durch Druck entstandene Zwillinge von Titanit nach den Kanten [110] und [$1\bar{1}0$]. — Neues Jahrb. f. Min. 1889, II, 98.

Voigt W.: Bestimmung der Elasticitäts-Constanten für Kalkspath. — Nachrichten von der kgl. Gesellsch. d. Wissenschaften. Göttingen 1889, Nr. 19.

Mineralogie.

Bauer Max: Beiträge zur Mineralogie VI. 11. Ueber einen Turmalinzwilling. 12. Ueber eine Pseudomorphose von Aragonit nach Kalkspath. 13. Ueber den Lièvrit von Herbornselebach in Nassau. — Neues Jahrb. f. Min. 1890, I.

Bruhns W.: Beiträge zur Mineralsynthese. — Neues Jahrb. f. Min. 1889, II, 62.

Fuchs C. W. C.: Anleitung zum Bestimmen der Mineralien. — 3. Aufl. Herausgegeben von A. Streng — Giessen 1890.

Genth F. A. und Penfield S. L.: On Lansfordite, Nesquehonite a new Mineral and Pseudomorphs of Nesquehonite after Lansfordite. — Am. Journ. of Sc. XXXIX, Febr. 1890.

Hamberg A.: Ueber krystallisirtes Blei von der Grube Harstigen bei Pajsberg in Wermland nebst Bemerkungen über die Paragenesis der begleitenden Mineralien. — Zeitschr. f. Kryst. XVII, 3.

Penfield S. L.: siehe Genth.

Peterson Wolfr.: Om Naturliga Etsfigurer och andra Lösnings fenomen på Beryll från Mursinsk. Bihang till k. Svenska Vet.-Akad. Handlingar, Band XV, Afd. II, Nr. 1. Meddelanden från Stockholms Högskola Nr. 85.

Sandberger F. v.: Arsenikkies und andere Mineralien von Goldkronach, Nickel-Arsenikkies von Neusorg bei Markt Redwitz, Kupferglanz mit Arsengehalt von Winnweiler (Pfalz), Cordierit in einem Einschluss des Basaltes von Fulda, Analyse des Phonoliths von Heldburg bei Coburg. — Neues Jahrb. f. Min. 1890, I.

Streng A.: siehe Fuchs C. W. C.

Struever G.: Ematite di Stromboli. — R. Acc. dei Lin. Serie 4a Memorie della Classe di scienze fisiche, matematiche e naturali. Vol. VI. — Seduta del 5. maggio 1889.

Derselbe: Contribuzioni alla mineralogia della Valle Vigezzo. — R. Acc. dei Lin. Rendinconti V°, 2° Semestre, Serie 4a, Sed. 17, XI, 1889.

Derselbe: Sulla brookite di Buera nell' Ossola. — R. Acc. dei Lin. Rendinconti VI°, 1° Semestre. Serie 4a, Sed. 2, II, 1890.

Ussing N. V.: Untersuchungen der Mineralien von Fiskernäs in Grönland. — Zeitschr. f. Kryst. XV, 6.

Williams G. H.: Celestite from Mineral County, West-Virginia. — Am. Journ. of science. March 1890, XXXIX.

Geologie und Petrographie.

Blaas J.: Ueber sogenannte interglaciale Profile. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1889, Bd. XXXIX, 477.

Brauns R.: Mineralien und Gesteine aus dem hessischen Hinterland II. 3. Diabas mit geflossener Oberfläche (Strick- oder Gekröse-Lava) von Quotshausen. 4. Diabasglas und Variolit als randliche Ausbildungsform zweier über einander geflossener Diabasströme von Homertshausen. 5. Systematik der Diabas-, Melaphyr- und Basaltgesteine. — Zeitschr. der Deutschen geolog. Gesellschaft. 1889, 491.

Bruhns W.: Ueber secundäre Glaseinschlüsse. — Neues Jahrb. f. Min. 1889, I, 268.

Bücking H.: Das Rothliegende des Breuschthales. — Mitth. der Commission f. d. geol. Landesuntersuchung von Elsass-Lothringen. 1889, Bd. II.

Derselbe: siehe Steinmann.

Busz: Ueber das Verhältnis einiger Tuffe des Laacher Seegebietes zu den in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteinen. — Sitzungsber. der niederrhein. Gesellsch. f. Natur- und Heilkunde in Bonn. 1889.

Cathrein A.: Zur Dünnschliffsammlung der Tiroler Eruptivgesteine. — Neues Jahrb. f. Min. 1890, Bd. I.

Doss Bruno: Ein als erratischer Block am Heller bei Dresden gefundener Cordieritgneiss. — Zeitschr. d. Ges. „Isis“ in Dresden. 1889, Abh. 5.

Döll Eduard: Der Meteorfall im Jelicagebirge in Serbien am 1. December 1889. — Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt. 1890, Nr. 3.

Dahms Paul Hermann: Ueber einige Eruptivgesteine aus Transvaal in Südafrika. (Inaugural-Dissertation, Greifswald.) Stuttgart 1890.

Goller Erwin: Die Lamprophyrgänge des südlichen Vorspessart. (Inaugural-Dissertation, Strassburg.) Neues Jahrb. f. Min. 1889, Beilageband VI.

Hague A.: Notes on the Occurrence of a Leucite-Rock in the Absaroka Range, Wyoming Territory. — Am. Journ. of science. July 1889, Vol. XXXVIII.

Iddings J. P.: Obsidian Cliff, Yellowstone National Park. — VII. Jahresb. d. Geolog. Survey.

Derselbe: The Mineral composition and Geological occurrence of certain igneous rocks in the Yellowstone National Park. — Bull. XI. Philosophical Society of Washington.

Lévy M. A. und **Lacroix A.**: Tableaux des minéraux des roches resumé de leurs propriétés optiques, cristallographiques et chimiques. — Paris 1889.

Lossen K. A.: Gneissgranite als Structurabänderungen der Eruptivgranitgänge im Harzburger Gabbro und in dem „Eckergneiss“ genannten Antheil der Granit- und Gabbro-Contactzone. — Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft. Jahrg. 1888.

Milch L.: Die Diabasschiefer des Taunus. (Inaugural-Dissertation, Heidelberg.) — Zeitschr. d. D. geol. Ges. Bd. XLI.

Mittheilungen aus dem mineralogischen Institut der Universität Kiel. Herausgegeben von J. **Lehmann**. Band I, Heft 2. Inhalt: VI. E. **Danzig**, Bemerkungen über die Gneisse im Granulit des sächsischen Mittelgebirges, 99. — VII. Joh. **Petersen**, Ueber den Wiesenkalk des Farbeberges bei Niesdorf, 104. — VIII. H. **Haas**, Betrachtungen über die Art und Weise, wie die Geschiebemergel Norddeutschlands zur Ablagerung gelangt sind, 111. — IX. E. **Stolley**, Ueber ein Neocomgeschiebe aus dem Diluvium Schleswig-Holsteins, 137. Nachtrag zu Seite 104—110, 149.

Sauer A.: Erläuterungen zur geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. — Section Meissen, 1889.

Derselbe: Ueber die äolische Entstehung des Löss am Rande der norddeutschen Tiefebene. — Zeitschr. f. Naturw. 1889, LXII.

Derselbe und **Siegert Th.**: Ueber Ablagerung recenten Lösses durch den Wind. — Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft, 1888.

Schopp H.: Kurze Mittheilungen über die geologische Aufnahme der Blätter Fürfeld, Wöllstein und Bingen. — Notizbl. d. Ver. f. Erdk. zu Darmstadt und des mittelrhein. geol. Ver. IV. Folge, 10. Heft.

Stefani C. de: Le rocce eruptive dell' eocene superiore nell' Apennino. — Bollettino della Società geologica italiana. VIII, 2.

Steinmann und **Bücking**: Zur Geologie der Küsten des Cumberlandgolfes. — Sep.-Abdr. aus dem Werke über die Ergebnisse der deutschen Polarexpedition, allg. Thl. Bd. II, 6.

Svedmark E.: Meddelanden om Jordstötar i Sverige. — Geol. Fören. Förhandl. 1889, Bd. XI, H. 207.

Derselbe: Om Uralitporfyrn och Hälleflintan vid Vaksala. — Geol. Fören. Förhandl. Nr. 113, 114, Bd. X, H. 1, 2.

Derselbe: Meteorer iakttagna inom Sverigeår, 1889. — Geol. Fören. i Stockholm. Förhandl. 1890, Bd. XII, H. 2.

Szajnocha L.: Ueber den Contact des Porphyrs mit dem Kohlenkalke oberhalb Dubje bei Krzeszowice im Krakauer Gebiete. — Ueber ein fossiles Elenskelett (Cervus Alces Linn.) aus der Höhle bei Jaszczurówka in der Tatra. — Anzeiger der Akad. der Wissensch. in Krakau. December 1889.

Derselbe: Ueber die Stratigraphie der Silurablagerungen in Galizisch-Podolien. — Anzeiger der Akad. der Wissensch. in Krakau. Mai 1889.

Tecklenburg Th.: Geognostisches Profil des Manganerzlagers bei Bockenrod im Odenwalde. — Notizbl. d. Ver. f. Erdk. zu Darmstadt und des mittelrhein. geol. Vereines. IV. Folge, 10. Heft.

Weed W. H.: On the formation of Siliceous sinter by the vegetation of thermal springs. — Am. Journ. of science May 1889, XXXVII.

Derselbe: The Diatom marshes and Diatom beds of the Yellowstone National Park. — Botanical Gazette. 1889, Vol. X, Nr. 5.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.

XVII. Das orthoklasähnliche Drusenmineral und der Leucittephrit vom Eulenberge bei Leitmeritz.

Von **Dr. Josef Gränzer.**

(Mit Tafel V.)

Im Jahre 1885 beschrieb V. v. Zepharovich[1]) ein bisher unbekanntes Drusenmineral aus dem Basalte des Eulenberges bei Leitmeritz in Böhmen, das er nach seinen Untersuchungen für Orthoklas erklärte, dessen Genese, offenbar dieselbe wie die der Begleitminerale Calcit und Phillipsit, mit Recht das Interesse des Mineralogen erregen musste.

Die Herren Professoren F. v. Wolf und E. Grossmann, deren Vermittelung V. v. Zepharovich sein Untersuchungsmaterial zum grossen Theil verdankte, waren so freundlich, auch dem Director des mineral.-petrographischen Universitätsinstitutes zu Wien, Herrn Hofrath G. Tschermak, eine grosse Anzahl von Stufen mit den am genannten Fundorte vorkommenden Mineralen zu übersenden. Mit der Sichtung dieses Materiales betraut, hatte ich Anfangs grosse Mühe, die Stufen mit dem Orthoklas herauszufinden; das Auge musste sich erst an die kleinen Kryställchen gewöhnen und sie von den begleitenden Mineralen unterscheiden lernen. Erleichtert wurde mir die Arbeit durch den Vergleich mit zwei in der Institutssammlung

[1]) Sitzber. d. kais. Akad. d. Wiss. April 1885, Bd. XCI, I. Abth., unter dem Titel: „Orthoklas als Drusenmineral im Basalte."

schon vorhandenen, seinerzeit von Herrn Hofrath V. v. Zepharovich selbst gespendeten Stufen.

Da die Betrachtung einzelner, etwas freier entwickelter Krystalle mit der Lupe die Möglichkeit einer genaueren Messung nicht von vorneherein ausschloss, machte ich mich an eine neuerliche Untersuchung dieses Minerals, deren Resultate wegen ihrer Mangelhaftigkeit mich zwar wenig befriedigen, aber immerhin schon geeignet sein dürften, einigen Zweifel darüber aufkommen zu lassen, dass dieser Fund „zum erstenmale den Orthoklas als unzweifelhaftes Infiltrationsgebilde in einem basaltischen Gesteine kennen lehrt".[1]) Für die Anregung und vielfache Unterstützung, welche mir Herr Hofrath G. Tschermak in der liebenswürdigsten Weise zu Theil werden liess, spreche ich hier meinen ergebensten Dank aus. Und nun zur Sache.

I. Morphologische Eigenschaften.

Bezüglich der Art des Vorkommens der selten 1 Millimeter überschreitenden Kryställchen (*A.* einzeln, in Grüppchen und drusigen Decken dem Phillipsit aufsitzend, oder *B.* Perimorphosen auf Calcit, besonders den Flächen $-{}^1/_2 R$, bildend) ist den Ausführungen[2]) des genannten Forschers nichts hinzuzufügen. Ausser der daselbst angegebenen Art des Aufwachsens (die dem Orthoklas entsprechende *c*-Axe liegend) gibt es auch einzelne in der verticalen Prismenzone etwas freier entwickelte Krystalle mit aufrechter *c*-Axe.

Die vollkommenste Formausbildung zeigen die winzigen, etwa 0·1 Millimeter grossen Kryställchen jener Ueberzüge, welche die Tendenz haben, kleine aufstrebende Gruppen zu bilden; sie sind anscheinend regellos aufeinander gewachsen, und unter dem Mikroskope zeigen sie nicht selten die Mehrzahl der Flächen gut entwickelt in einer Form, die sehr lebhaft an die gewöhnliche Orthoklasgestalt erinnert (Fig. 1, Taf. V). Die Flächen sind leider nicht vollkommen eben; insbesondere erscheinen die Flächen *b* und *d* mit einzelnen herausragenden Subindividuen bedeckt, so dass eine goniometrische Behandlung selbst nach gelungener Isolirung fast unmöglich ist. Die grösseren (gegen 1 Millimeter), mehr einzeln aufgewachsenen Krystalle lassen entweder das vordere Prisma und die anstossenden Flächen

[1]) l. c. pag. 159.
[2]) l. c. pag. 160.

mehr oder weniger gut erkennen, oder sie zeigen nebst diesen öfters auch die hintere Prismenkante; die Flächenbeschaffenheit ist aber eine solche, dass sie zum Messen sehr wenig einladet (Fig. 2). Die beiden Prismenflächen *m* und *n* erscheinen nämlich nur entlang der Kante glatt, weiter gegen die Kanten mit *b* hin werden sie uneben und zeigen in der Regel kleinere Prismen in nicht genau paralleler Stellung (in einem Falle wurde eine Winkeldifferenz von 8° beobachtet) aufgelagert, so dass sie dadurch die Tendenz erhalten, sich convex abzurunden.

Die Fläche *b* wiederum ist gegen die beiden Prismenflächen hin concav gekrümmt und lässt vielfach einzelne Individuen mit der Kante *b*/*n* herausragen. Die obere Dachfläche *d* ist zum Messen deshalb wenig geeignet, weil sie aus zahlreichen, nicht vollkommen parallel geordneten Individuen, die gleichsam dachziegelartig übereinander lagern und die Flächen *m*, *n* und *d* zu Tage treten lassen, zusammengesetzt erscheint, Fig. 2 und Schliff Fig. 3, welcher beide Dachflächen *d* und *c* von oben gesehen veranschaulicht.

Die untere Fläche *c* ist wenigstens gegen das Eck mit *m* und *n* ziemlich glatt, weiterhin aber wird sie ebenfalls uneben und zeigt Subindividuen, Fig. 2.

Dieser complicirte Bau der nur bei höchst oberflächlicher Betrachtung sich einfach repräsentirenden Krystalle wird freilich keine besonderen Messungsresultate erwarten lassen. Trotzdem wurden an 10 ausgesuchten Krystallen, soweit als eben thunlich, Messungen mit einem Fuess'schen Goniometer (Modell II *a*) angestellt und hierbei wegen Kleinheit der Flächen öfter die an Stelle der Vorschlaglupe aufzusetzende Kappe benützt. Die Reflexe waren fast nie einheitlich, häufig erschien ein lichtstarker nebst mehreren schwächeren, die dann mehr oder weniger ausserhalb der Zone lagen.

Folgende Tabelle enthält in der ersten Colonne jene Winkelwerte, die entweder Einzelreflexen, oder was die Regel ist, den zwei hellsten innerhalb beider Reflexgruppen, oder wenn keiner sich durch besondere Helligkeit auszeichnete, den mittleren Reflexen entsprachen, die deshalb als die wahrscheinlich richtigen Werte gedeutet wurden; in der zweiten Colonne sind Winkel angeführt, welche noch anderen hellen Reflexen entsprechen; dann folgen die Messungsresultate nach V. v. Zepharovich und schliesslich die bezüglichen Winkel des Orthoklases. Die neben einander stehenden

Werte beziehen sich immer auf dieselbe Kante ein und desselben Krystalls, die untereinander stehenden auf verschiedene Krystalle.

Winkel	Wahrscheinliche Werte	Andere gefundene Werte	Mittelwerte nach v. Zepharovich	Grenzwerte n. v. Zepharovich	Entsprechende Winkel des Orthoklas
m : n	56° 35½′	57° 32½′	60° 30′	58° 26′-63° 6′	$l:l$ = 110 : 1$\bar{1}$0 61° 12′
	57° 54½′	58° 18′			
	56° 30′	56° 10′, 57° 56′			
	55° 9′	57° 6′			
	56° 34′	57° 25′			
	56° 9′	57° 4′			
	56° 16′	56° 22½′, 57° 54′			
	56° 5½′	57° ½′			
c : n	65° 23½′	65° 50′	60° 27′ (*c : n* and *c : m*)	58° 40′-62° 59′ (*c : n* and *c : m*)	$r:l$ = 40$\bar{3}$. 110 58° 31′ (*c : n* and *c : m*)
	64° 58½′	63° 53½′, 65° 42½′			
	64° 30′	65° 18½′			
	64° 17′	63° 59½′, 64° 54′			
c : m	65° 13′	64° 50′			
	65° 1½′	64° 10′			
	64° 50′	62° 30½′			
	64° 21′	63° 17½′			
b : n	63° 27½′		58° 54′ (*b : n* and *b′ : m*)	57° 50′-59° 47′ (*b : n* and *b′ : m*)	$M:l$ = 010 : 110 59° 24′ (*b : n* and *b′ : m*)
	64° 27′	65° 40′			
	65° 29½′				
b′ : m	59° 30′				
	57° 26′	54°, 58° 12′			
	57° 19½′	59° 28′			
	60° 47½′	59° 41½′ 61° 43½′			
d : n	65° 36′	66° 58′	65° 45′ (*d : n* and *d : m*)	65° 40′-66° 11′ (*d : n* and *d : m*)	$P:l$ = 001 : 110 67° 44′ (*d : n* and *d : m*)
	64° 19½′	63° 48½, 65° 18½′			
d : m	63° 14′	64° 35′			
	62° 29½′	63° 57′, 64° 34′			
c : d	120° 18′				$P:r$ = 001 : 40$\bar{3}$ 116° 32′
	121° 36′				
	119° 1½′				
	119° 2½′	116° 13′, 118° 24′			
c′ : d	61° 55′	63° 16½	60° 27′	58° 40′-62° 59′	$P:r$ = 001 : $\bar{4}$03 63° 28′
	65° 4½′	64° 51′			
	61° 46′				

Ein Blick auf die Tabelle zeigt, dass der am besten messbare Prismenwinkel *m : n* mit jenem von Orthoklas nicht stimmt; meine Winkel liegen sämmtlich unter dem Feldspathwinkel von 61° 12′ und selbst der grösste Wert 58° 18′ ergibt noch eine Differenz von fast 3°; wenn es mir auch nicht gelang, den wahren Wert, der um 57° liegen mag, zu ermitteln, so ist doch die Beschaffenheit der Flächen in der Nähe der Kante eine solche, dass der Messungsfehler nicht 3° und mehr betragen kann. Weiter ist der Winkel *P : l* (001 : 110) = 67° 44′ des Feldspathes mit den gefundenen Werten für *c : n* und *c : m*, falls man *P* mit *c* identificiert (Fig. 1) oder für *d : n* und *d : m*, wenn man *d* als entsprechende Fläche ansieht, schwer in Einklang zu bringen, da alle, selbst die von v. Zepharovich gefundenen Winkel unter diesem Werte liegen. Die anderen Winkel, bei denen die Flächen *b* und *c* im Spiele sind, erlauben es wegen ihrer Ungenauigkeit nicht, bestimmte Folgerungen anzustellen. Meine Winkel würden eher für eine trikline Form sprechen; die Elemente lassen sich aus solchen Messungen nicht bestimmen. Als auffällig, wenn auch immerhin möglich, erschien mir noch das Orthodoma ($40\bar{3}$), als welches v. Zepharovich eine der von mir mit *c* und *d* bezeichneten Dachflächen anspricht; man würde bei der Einfachheit der Combination bei einem richtigen Feldspathe doch eher eine der häufigen Flächen $x = (10\bar{1})$ oder $y = (20\bar{1})$ erwarten.

So mangelhaft vorstehende Messungsresultate auch sind, so wird man doch nicht umhin können, an der Feldspathnatur des Minerales zu zweifeln.

2. Physikalische Eigenschaften.

Das specifische Gewicht wurde mittels des Pyknometers, nachdem zuvor die Luft aus dem Wasser durch Auskochen entfernt worden war, zu 2·58 (Mittel aus 3 Bestimmungen) bei 21° C. gefunden, übereinstimmend mit der Angabe v. Zepharovich's 2·568 bei 4° C. Härte desgleichen 6.

Da auf krystallographischem Wege der Sache nicht recht auf den Grund zu kommen war, so blieb noch die Hoffnung, auf optischem Wege zum Ziele zu gelangen. Wie dort die ungünstige Flächenbeschaffenheit für die Messung, so ist hier die Kleinheit der

Krystalle kein geringes Hindernis für die Anfertigung orientirter Schliffe; die Orientirung ist natürlich nur eine beiläufige, indem die Kryställchen ohne weitere Vorrichtung, freilich unter steter Controle von Lupe und Mikroskop, in der gewünschten Stellung auf einen Objectträger aufgeklebt und dann angeschliffen wurden; die dazu parallele Fläche war dann etwas leichter zu erhalten. Folgende Arten von Schliffen wurden nun mit vieler Mühe hergestellt:

1. Schliffe (8 Stück) ungefähr senkrecht zur verticalen Axe *c*.

Keiner derselben zeigt in irgend einer Stellung vollständige Auslöschung, vielmehr zerfällt jeder in mehr oder minder deutliche, oft durch Risse geschiedene Sectoren (Fig. 4 u. 5). So verschieden auch das Bild ist, das die Schliffe im parallelen polarisirten Lichte gewähren, so stimmen doch alle darin überein, dass sie wenigstens an der einen Prismenkante sehr deutlich einen keilförmigen Sector mit einheitlicher Auslöschung hervortreten lassen, der entlang der Halbirungslinie des Prismenwinkels eine Zwillingsgrenze, somit eine Zweitheilung erkennen lässt; die Auslöschung geht parallel der Zwillingsgrenze; beide Theile lassen zwischen gekreuzten Nicols überdies noch eine parallel den beiden Prismenflächen verlaufende fiederförmige Zeichnung hervortreten, wohl ein Beweis dafür, dass selbst diese Partien noch nicht als einfache Individuen anzusprechen sind (Fig. 4 u. 5, *a* u. *b*). Fig. 4, welche etwa die Hälfte eines Krystalles darstellt, zeigt diesen Zerfall des vorderen Sectors in die beiden Theile *a* und *b* sehr deutlich; links lagert sich eine ähnlich verzwillingte Partie *e* mit ungefähr 9° Auslöschungsdifferenz gegenüber der vorigen und weiter noch andere, weniger ausgesprochen, an, desgleichen rechts die Partie *d;* bei *g* an der Bruchstelle macht sich auch Zwillingsbildung bemerkbar; *f* sind Einschlüsse von Pyritpseudomorphosen, noch kenntlich an den aneinander gereihten Pentagondodekaëdern. Fig. 5 stellt einen ganzen Krystall vor; oben erblickt man wiederum die Theilung in 2 Felder *a* u. *b,* links folgen auf *b* ähnliche Partien; weniger ausgesprochen ist die Theilung an der gegenüber liegenden Prismenkante; doch löscht auch hier der durch zwei radiale Risse vom mittleren Theile mit sehr unvollkommener Verdunkelung gesonderte Sector parallel zur Zwillingsgrenze von *a* u. *b* ungefähr einheitlich

aus; *d* und *e* ist opakes Erz, die stärker ausgezogenen Linien sind die beiläufig radial verlaufenden Absonderungsklüfte. Selbst der dicke Schliff (Fig. 3) mit den beiden natürlichen Dachflächen lässt den Verlauf der Zwillingsgrenze von einzelnen randlichen Prismenecken aus deutlich erkennen.

Bei der konoskopischen Prüfung zeigen diese Schliffe an fast allen Stellen mehr oder minder schief den Austritt einer optischen Axe und gewöhnlich auch der positiven Mittellinie, am deutlichsten in den beiden Feldern *a* u. *b*. Von Wichtigkeit ist jedenfalls die Beobachtung, dass die zwei an der vorderen und hinteren Prismenkante gelegenen, gleichzeitig auslöschenden Sectoren stets den gleichen Sinn des schiefen Austretens von Axe und Mittellinie aufweisen, d. h. wird im vorderen Sector die Mittellinie am vorderen Rande, die optische Axe am hinteren Rande des Gesichtsfeldes sichtbar, so gilt dasselbe im hinteren Sector. Der Axenwinkel ist allem Anscheine nach nicht gross, die Dispersion nicht recht bestimmbar, vielleicht $\rho > \upsilon$; die Axenebene fällt für den vorderen und hinteren Sector unter Annahme des monoklinen Systems in die Symmetrieebene.

2. Schliffe (5 Stück) parallel der Symmetrieebene (010). Fig. 9, 10 und 11.

Alle Schliffe dieser Art zeigen gleichfalls eine mehr oder minder ausgesprochene Feldertheilung, welche durch ungefähr radial verlaufende Sprünge schon bei der Betrachtung im gewöhnlichen Lichte angedeutet ist. In Fig. 10 lassen sich gegen 12 Sectoren unterscheiden; die Felder 1 u. 2, welche an der vorderen Prismenkante liegen, dann 3 u. 4 an der hinteren Prismenkante und weiter 5 u. 10 werden fast gleichzeitig dunkel, während die übrigen unvollkommen und undulös auslöschen. Bei konoskopischer Prüfung wurde nirgends Axenaustritt bemerkt. Ein anderer Schliff (Fig. 9) zeigt die natürliche Längsfläche *b* mit ihrer eigenthümlichen Oberflächensculptur, und da er verhältnismässig dick ist, sehr lebhafte Polarisationsfarben (roth, gelb, grün, blau); die Feldertheilung, angedeutet durch radiale Linien, ist immerhin schon ganz gut kenntlich; an den beiden Prismenkanten finden sich wiederum je zwei Individuen mit beinahe gleichzeitiger Auslöschung. In Fig. 11 lassen sich etwa 11 Sectoren zählen; die Felder 11, 1, 2, 3 löschen fast gleichzeitig aus (ein-

gezeichnetes Kreuz), dann 10 und 7 und mehr oder minder 6 u. 5; 4 u. 9 werden nur unvollkommen dunkel; während alle diese Sectoren sehr lebhaft blau, grün und roth polarisiren, erscheint Feld 8 nur blaugrau, hingegen tritt bei konoskopischer Prüfung eine optische Axe fast senkrecht aus; dieser Schliff ist wahrscheinlich nur sehr unvollkommen parallel der Fläche 010.

Sucht man nun aus der Mannigfaltigkeit der Erscheinungen, wie sie diese Schliffe bieten, das Gemeinsame heraus, so lässt sich Nachstehendes sagen:

Der ebene Winkel, welchen die Fläche *d* mit der Prismenkante bildet, liegt um 120° herum; gemessen wurde er unter dem Mikroskope an verschiedenen Schnitten mit 114°, 116° (Fig. 9), 118° (Fig. 9), 120° (Fig. 10), 121° (Fig. 10), 122°, 124° und 131° (Fig. 11). Bei Orthoklas beträgt dieser Winkel 116° 7′.

In der Regel nehmen an der Bildung der Prismenkante je zwei Individuen mit beinahe gleichzeitiger Auslöschung Theil, welcher Umstand äusserlich oft durch Knickung oder Abstufung dieser Kante angedeutet ist. In diesen letztgenannten Individuen bildet die eine Auslöschungsrichtung, welche der Axe grösster Elasticität $\mathfrak{a}$ entspricht, mit der Fläche *d* folgende Winkel (Fig. 7):

11$^1/_2$°	Fig. 10	8°	Fig. 11.
12°	„	6°	
10°	Fig. 9	10°	
7°	„		

Also im Mittel 9·2° (Fig. 7). Für die andere Auslöschungsrichtung entsprechend der Elasticitätsaxe $\mathfrak{c}$ wurde die Lage gegen die Prismenkante wie folgt bestimmt:

Individuum 1 u. 2 (Fig. 10) . . .	19$^1/_2$°
„ 3 „ . . .	19°
„ 4 „ . . .	21$^1/_2$°
„ 1 (Fig. 9) . . .	17°
„ 2 „ . . .	19$^1/_2$°
„ 3 „ . . .	23$^1/_2$°
„ 4 „ . . .	18°
An anderen Schliffen	14°
„ „ „	17$^1/_2$°
„ „ „	22°
Individuum 1, 2, 3 (Fig. 11) . . .	32°

Scheidet man letzteren Wert aus, da der entsprechende Schliff wahrscheinlich ziemlich schief zur Fläche *b* (010) gerathen ist (auch der früher genannte Flächenwinkel von 131° zeigte starke Abweichung), so zeigen die anderen Winkel immerhin eine ziemliche Uebereinstimmung und geben als Mittel gegen 19°; in Fig. 7 sind beide Mittelwerte für a und c schematisch eingetragen.

3. Schliffe (4 Stück) ungefähr parallel der Querfläche (100).

Diese Schliffe haben vierseitigen Umriss und lassen alle mehr oder weniger deutlich 4 Sectoren erkennen, deren Grenzen von den 4 Ecken gegen das Innere verlaufen; öfter zeigen sich auch Mittelfelder, wie Fig. 6 zwei solche durch einen Verticalriss deutlich geschiedene zur Anschauung bringt; gegen diesen Riss zeigt das linke Mittelfeld eine Schiefe von 10°, das rechte von 11°.

Mit den Mittelfeldern wird auch der obere und untere Sector ziemlich gleichzeitig dunkel. Zu beachten ist aber, dass an allen Stellen dieser Schliffe mehr oder weniger verschwommen das Bild einer optischen Axe wahrgenommen wird; im linken Mittelfelde (Fig. 6) tritt diese sehr deutlich etwas geneigt nach oben aus, desgleichen nach unten zu schief, schon ausserhalb des Gesichtsfeldes die negative Mittellinie; Dispersion gut erkennbar, $\rho < \upsilon$. An einzelnen Stellen erblickt man sogar das gestörte Bild einaxiger Minerale, offenbar eine Folge der Ueberlagerung verschiedener Individuen.

Ein Schliff, der parallel einer Dachfläche geht, lässt gleichfalls die von der Prismenkante aus verlaufende Zwillingsgrenze und fast senkrechten Austritt einer optischen Axe beobachten. Diese Axe zeigt keine merkliche Dispersion. Ein anderer Schliff, parallel zu einer Prismenfläche, zeigt in keiner Stellung vollständige Auslöschung; die der Prismenkante nächst gelegene Partie löscht gegen sie etwa 18° schief aus.

Schliesslich wurden kleine Krystallgruppen auf einem Objectträger in Glycerin gelegt und zerdrückt; die so auf gut Glück erhaltenen Kryställchen und Splitter löschen nie vollkommen einheitlich aus wie die beiliegenden Kalkspathstückchen. Kryställchen, welche zufällig auf der Fläche (010) lagen, zeigten wiederum Feldertheilung, und an einem konnte ganz deutlich die Auslöschungsschiefe zur Fläche *d* mit $11^1/_2{}^\circ$, jene zur Prismenkante mit 17° gemessen

werden; ein anderer Krystall, der mit seiner *c*-Axe aufrecht stand, liess an jeder Prismenkante eine keilförmige Partie (entsprechend $a > b$, Fig. 5) mit gleichzeitiger Verdunkelung nebst zwei Seitenfeldern gegen die Flächen *b* hin hervortreten.

Eine eingehendere optische Prüfung nahm v. Zepharovich nicht vor; er sagt nur [1]): „Schliffpräparate der perimorphen Krusten parallel ihrer Lagerungsfläche zeigen Aggregatpolarisation mit einheitlich und lebhaft gefärbten, niemals gestreiften Körnern.“ Ein von mir hergestellter ähnlicher Schliff zeigte gleichfalls lebhafte Polarisationsfarben, aber Körner, welche vollkommen einheitlich auslöschen, konnte ich nicht finden. An einer anderen Stelle [2]) führt er an, dass ein Dünnschliff parallel (010) ein farbenprächtiges Bild, aber in keiner Stellung eine sich über grössere Partien erstreckende Auslöschung zeigte; eine Orientirung war wegen des unvollkommenen Umrisses unmöglich.

Sucht man nun die an verschiedenen Schliffen gemachten Einzelbeobachtungen auf einander zu beziehen, so werden die Ergebnisse der optischen Prüfung ungefähr lauten:

Kein Krystall entspricht einem einfachen Individuum, sondern erweist sich vielmehr wegen des Zerfalles in zahlreiche bald schärfer, bald weniger scharf geschiedene Sectoren in sämmtlichen Schliffen in recht complicirter Weise aufgebaut.

An der Bildung der Prismenkante nehmen nach den Schliffen senkrecht zur *c*-Axe zwei Individuen (Fig. 4 u. 5 *a* u. *b*), nach jenen parallel (010) abermals zwei (Fig. 9, 10, 11), somit in der Regel vier solche Theil, die wegen der fiederförmigen Zeichnung (Fig. 4, 5) vielleicht selbst noch nicht einfach sind; dazu käme noch je ein Individuum an den beiden Dachflächen *c* u. *d*, wie die Schliffe parallel (100) lehren. Ein ähnlicher Aufbau ist, soweit mir bekannt ist, am Orthoklas bisher noch nicht beobachtet.

Die Axenebene liegt unter Voraussetzung des monoklinen Systemes parallel der Symmetrieebene, weil nur in Schliffen senkrecht zur *c*-Axe und parallel (100) optische Axen und Mittellinien zum Vorschein kommen. Eine solche Lage widerspricht dem gewöhnlichen Orthoklas, wohl aber kommt sie bei gewissen Sanidinen vor; Sinn und Lage der beiden Elasticitätsaxen $\mathfrak{a}$ und $\mathfrak{c}$ stimmt dann in

[1]) l. c. pag. 161.
[2]) l. c. pag. 163.

den an der Prismenkante befindlichen Individuen (Fig. 7) sehr auffällig mit diesen Sanidinen (Fig. 8) überein, denn die geringe Abweichung der Mittelwerte für die Auslöschungsschiefen wird durch die Beobachtungsfehler reichlich aufgewogen.

Ueber die Lage der optischen Axen in's Reine zu kommen, ist nicht leicht; die gemachten Beobachtungen würden eine ähnliche Lage wie die beiden Linien A und B in Fig. 7 erheischen. Die Schliffe senkrecht zur c-Axe müssen dann nach richtiger Orientirung vorne schief die positive Mittellinie $\mathfrak{c}$ und nach hinten geneigt die Axe B austreten lassen, was auch wirklich gefunden wurde; jener Schliff parallel zu einer Dachfläche, der ungefähr senkrechten Austritt der optischen Axe erkennen liess, muss dann parallel der hinteren Fläche c verlaufen, auf welcher die Axe B zum Vorschein kommen muss; endlich werden die Schliffe, die annähernd parallel der Querfläche (100) gerichtet sind, die zweite Axe A etwas geneigt aufweisen müssen, wie es früher beschrieben wurde. Weniger gut ist mit dieser angenommenen Lage der optischen Axen der Umstand vereinbar, dass in einigen Schliffen senkrecht zur Prismenkante der Axenwinkel anscheinend klein ist, da man von der zweiten Axe noch etwas vom ersten Farbenringe sieht, während doch der fast senkrechte Austritt einer optischen Axe auf der einen Dachfläche und der etwas geneigte Austritt einer solchen in Schliffen parallel (100) zur Annahme eines ziemlich grossen Axenwinkels nöthigt.

Jedenfalls ist der Winkel der optischen Axen um die negative Mittellinie grösser als er bei den ähnlichen Sanidinen gefunden wird. Ob er den Wert von 90° überschreitet, wodurch der Charakter der Doppelbrechung positiv würde, lässt sich mit Sicherheit nicht entscheiden.

Die Dispersion ist geneigt: Axe A zeigt deutliche Dispersion $\varrho < v$, Axe B ist kaum merklich dispergirt. Hieraus ergibt sich, dass die Mittellinie $\mathfrak{a}$ für rothe Strahlen mit der Kante 010.001 einen kleineren Winkel bildet als dieselbe Mittellinie für blaue Strahlen. Die gleiche Art der Dispersion kommt auch dem Sanidin zu.

Das Mineral verhält sich also in optischer Beziehung den Sanidinen ähnlich, deren Axenebene in der Symmetrieebene liegt, und unterscheidet sich nur durch grössere Auslöschungsschiefe gegen die Kante 010.001 und grösseren Winkel der optischen Axen.

Ein entscheidendes Moment würde die Spaltbarkeit abgegeben haben, wenn es mir trotz der aufgewendeten Mühe gelungen

wäre, darüber ganz in's Klare zu kommen. Ein richtiger Orthoklas müsste in Schnitten parallel *M* (010) parallele Spaltrisse entsprechend der Fläche *P* (001), in solchen parallel (100) zwei Systeme rechtwinkelig sich kreuzender Risse oder wenigstens ein solches System entsprechend der vollkommeneren Spaltbarkeit nach *P* zeigen; einzelne Schliffe parallel (010) lassen wirklich einige kurze und einmal auch einen längeren Riss parallel der Fläche *d* erkennen, welche als Spaltbarkeit nach *P* gedeutet werden könnten; in Schliffen parallel (100) konnten solche *P* entsprechende Risse nicht bemerkt werden und solche nach *M* waren nirgends zu sehen. Hingegen bemerkt man in einigen Schliffen (Fig. 5 unter *a*, Fig. 10 zwischen 1 und 2, Fig. 11 in Feld 4) nach zwei ziemlich ebenen Flächen herausgebrochene Partien, welche eher auf eine pyramidale Spaltbarkeit hinweisen; von der Aufwachsungsstelle abgesprengte Krystalle zeigten Bruchflächen, welche ebensowenig mit der Feldspathspaltbarkeit zu vereinigen sind.

3. Chemische Eigenschaften.

Die chemische Prüfung ergab dieselben Resultate, wie sie sich bei v. Zepharovich[1]) finden; doch möchte es mir scheinen, dass ein solches Kryställchen sich eher trübt und leichter schmilzt als ein Adularsplitter; man erhält ein opalartiges Glas mit gerundeten Kanten und unebenen Flächen. Auf meine Bitte hin liess Herr Hofrath Prof. E. Ludwig in seinem Laboratorium eine quantitative Analyse durch Herrn Alfred Ortmann, Magister der Pharmacie, unter seiner Aufsicht ausführen; dafür spreche ich ihm auch hier meinen ergebensten Dank aus. Derselbe theilte mir nun die Resultate, wie folgt, mit:

I. 0·7186 Gramm lufttrockene Substanz verlor beim Erwärmen auf 100° C. nichts, dagegen beim Glühen in der Flamme des Bunsen'schen Brenners 0·0029 Gramm = 0·403 Procent und weiter im Gebläsefeuer 0·0007 Gramm = 0·097 Procent, zusammen 0·0036 Gramm = 0·50 Procent Wasser. Nach dem Aufschliessen mit kohlensaurem Alkali wurden erhalten:

---

[1]) l. c. pag. 163.

SiO_2 . .	0·4679	Gramm	=	65·11	Procent
Al_2O_3 . .	0·1345	"	=	18·72	"
CaO . .	0·0027	"	=	0·38	"
$P_2O_7Mg_2$.	0·0063	"	=		
MgO . .	0·00227	"	=	0·31	"

II. 0·709 Gramm lufttrockene Substanz ergaben:

$KCl + NaCl = 0·1607$ Gramm
$K_2PtCl_6 \quad = 0·4710$ "

Dies entspricht:

$K_2O \;= 12·87$ Procent
$Na_2O = \;1·26$ "

Diese Resultate sind im folgenden mit den für Orthoklas berechneten Zahlen zusammengestellt:

		Orthoklas
SiO_2	65·11	65·17
Al_2O_3	18·72	18·46
CaO	0·38	—
MgO	0·31	—
K_2O	12·87	15·10
Na_2O	1·26	1·27
H_2O b. Glüh.	0·403	—
H_2O i. Gebl.	0·097	—
	99·15	100·—

Das Mineral enthält also merklich weniger Kali als ein Orthoklas von demselben Natrongehalte, dagegen aber ist chemisch gebundenes Wasser vorhanden, welches hier gleichsam Kali substituirt. Um zu erkennen, in welchem Verhältnisse dieses stattfindet, wurden die Verbindungsverhältnisse der gefundenen Stoffe berechnet.

Si	*Al*	*K*	*Na*	*H*	*H'*	*Mg*	*Ca*
10·85	3·67	2·74	0·40	0·45	0·11	0·075	0·07

Werden die kleinen Mengen Magnesia auf Talk $Si_4Mg_3H_2O_{12}$, die kleinen Mengen von Kalk auf Anorthitsubstanz $Si_2Al_2CaO_8$, das Natron auf Albitsubstanz Si_3AlNaO_8 und das Kali auf Orthoklassubstanz Si_3AlKO_8 bezogen, so berechnet sich aus dem Reste

die Formel des wasserstoffhaltigen Silicates zu $Si_3\,Al\,H\,O_8$, wie folgende Uebersicht zeigt:

Si	*Al*	*K*	*Na*	*H*	*H'*	*Mg*	*Ca*	
0·10	—	—	—	—	0·05	0·075	—	Talk
0·14	0·14	—	—	—	—	—	0·07	Anorthit
1·20	0·40	—	0·40	—	—	—	—	Albit
8·22	2·74	2·74	—	—	—	—	—	Orthokl.
1·20	0·40	—	—	0·40	—	—	—	W. Silic.
10·86	3·68	2·74	0·40	0·40	0·05	0·075	0·07	

Das Verhältnis, in welchem die vorwiegend vorhandenen Substanzen zu einander stehen, ist folgendes:

$$7\,(Si_3\,Al\,K\,O_8) : Si_3\,Al\,Na\,O_8 : Si_3\,Al\,H\,O_8$$

und die Menge des letzteren wasserstoffhaltigen Silicates würde 9·6 Procent des untersuchten Minerales ausmachen.

Die Analyse, welche auf Veranlassung des Herrn Hofrathes v. Zepharovich von F. Reinitzer im Laboratorium des Herrn Professors Gintl in Prag vorgenommen wurde, lieferte $Si\,O_2$ 63·64, $Al_2\,O_3$ 19·465, $Ca\,O$ 0·165, $K_2\,O$ 15·00, $Na_2\,O$ 1·84, $H_2\,O$ 0·452, hygroskopisches Wasser 0·228, also weniger Kieselsäure, als die Formel des Orthoklas verlangt, und mehr Thonerde und Alkalien. Die Berechnung würde darauf führen, ein mehr basisches Silicat als beigemischt anzunehmen, und zwar das nephelinartige $Si\,Al\,Na\,O_4$, zugleich aber das Kieselhydrat $Si_2\,H_2\,O_5$, beide in den Mengen von 8·5 Procent und 2·8 Procent. Dieses Ergebnis ist weniger einfach als das der zuerst angeführten Analyse, auch entspricht es dem Verhalten des Minerales beim Erhitzen weniger gut.

4. Resultate der Untersuchung.

Der am besten messbare Winkel an den Kryställchen ist um wenigstens 3 Grad kleiner als der Winkel am Orthoklas; desgleichen will der Winkel $P : l = 001 : 110$ nicht recht stimmen; bei der Einfachheit der Combination müsste an einem echten Feldspathe das Auftreten der Fläche ($\bar{4}03$), als welche die eine Dachfläche aufzufassen wäre, auffällig erscheinen. Die Messungen würden eher für eine trikline Form mit angenähert rhombischer Symmetrie sprechen.

Specifisches Gewicht und Härte entsprechen dem Orthoklas.

Die optische Untersuchung lehrt, dass jeder Krystall aus zahlreichen Individuen besteht, die in sehr complicirter Art sich zu einem Scheinkrystalle vereinigen; insbesondere sind an der Bildung der Prismenkante gewöhnlich vier Individuen betheiligt. Lage der Axenebene und der beiden Mittellinien zeigt allenfalls Uebereinstimmung mit jenen Sanidinen, welche symmetrische Lage der Axenebene haben; doch ist der Winkel der optischen Axen um die negative Mittellinie grösser als beim Sanidin.

Die für den Orthoklas charakteristischen Spaltbarkeiten konnten in verschiedenen Schliffen entweder gar nicht oder höchstens nur in Spuren aufgefunden werden; wahrscheinlich ist das Mineral pyramidal oder prismatisch spaltbar.

Die chemische Zusammensetzung ist zwar recht feldspathähnlich, doch ist der geringe Wassergehalt als wesentlich anzunehmen; auch ist das Mineral nach meiner Beobachtung etwas leichter schmelzbar.

Nach dem Vorstehenden wird man wohl gut thun, das Mineral lieber nicht für Orthoklas zu erklären, da die positiven Merkmale an Zahl gering sind. Ich würde es für eine Molecularverbindung nach der Formel $8\,(Si_3\,Al\,KO_8) + Si_3\,Al\,HO_8$ halten, welche einigermassen an die Zeolithe erinnert. Für diese Parallele spricht der complicirte Aufbau — complicirte Verwachsung, wiederholte Zwillingsbildung und mimetische Formen sind gerade unter den Zeolithen nichts Seltenes — die feldspathähnliche Zusammensetzung, der Wassergehalt, die leichtere Schmelzbarkeit, die Paragenese; eigenthümlich wäre ihm der grosse Kaligehalt, bedeutende Härte, Mangel von Wasserabgabe im Kölbchen und seine Widerstandsfähigkeit gegen Salzsäure.

Nur schwer habe ich mich entschlossen, diese mangelhaften und dürftigen Beobachtungen zu veröffentlichen; sollte sich der geneigte Leser enttäuscht fühlen, so möge er in der Schwierigkeit der Untersuchung an so ungünstigem Materiale einen Entschuldigungsgrund suchen; eine endgiltige Lösung der Frage nach der Natur des Minerales muss aber einer geübteren Hand vorbehalten bleiben.

— ——

Am Schlusse möge noch eine kurze Beschreibung des Basaltes vom Eulenberge, der nach Zirkel's Untersuchung ein Leucit-

tephrit ist, nach seinem mikroskopischen Befunde hier Platz finden.

Als Gemengtheile wurden erkannt: Magnetit in zwei Generationen, nämlich grössere, häufig unterbrochene Krystalle, die manchmal deutlich von Augitkryställchen umflossen werden und in mehreren Schliffen die einzigen Einsprenglinge bilden, und zahllose kleine Oktaëderchen in der Grundmasse, weswegen nur sehr dünne Schliffe zur Untersuchung geeignet sind; in glasigen Partien werden noch skeletartige Wachsthumsformen sichtbar.

Augit. Recht selten erscheint er als porphyrischer Einsprengling von röthlich-brauner Farbe und etwas lichterem in's Grünliche gehendem Kerne; in der Regel bildet er nur eine Generation; er ist durchaus idiomorph und zeigt oft recht lange gelbbraune Säulchen bis herab zu sehr kurzen, fast isometrischen Kryställchen; Zwillingsbildung der gewöhnlichsten Art, oft mit Wiederholung, knäuelartige Verwachsungen, stellenweise Augitaugen, Sanduhrform und Zonalstructur, indem der randliche Theil etwas dunkler gefärbt ist und ein wenig anders auslöscht, sind nicht selten. Die grösseren Krystalle beherbergen Magnetit- und Glaseinschlüsse. Mit Magnetit bildet er die weitaus vorwiegenden Gemengtheile des Gesteines.

Plagioklas in schmalen Kryställchen mit Zwillingsstreifung wenig hervortretend, in der Nähe von glasigen Partien etwas breitere, bisweilen gebogene Leisten; vereinzelt wurden auch grössere Leisten bemerkt, die blos eine Zweitheilung aufwiesen und möglicherweise Sanidin sind.

Als Leucit konnten kleine, rundliche, farblose, durchsichtige Flecken, die sich als isotrop erwiesen und von Magnetit- und Augitmikrolithen durchspickt waren, übrigens bisweilen stark zurücktraten, gedeutet werden; mit Sicherheit wurde er nicht constatirt.

Zwei Schliffe mit etwas gröberem Korn zeigten auch Biotitausscheidungen in Form von kleinen allotriomorphen Blättchen und zumeist an beiden Enden gegabelten Leistchen. Auch bräunliches Gesteinsglas in einzelnen kleinen Flecken kommt vor; eine durch den ganzen Schliff verlaufende Glasader wies herrliche skeletartige Wachsthumsformen, da sie auf polarisirtes Licht wirkten, wahrscheinlich von Augit auf, desgleichen Sphärokrystalle. Als Zersetzungsproduct wurde stellenweise chloritische Substanz, Calcit, und wahrscheinlich als secundäre Ausfüllung von Hohlräumen ein gelbes

Mineral mit gleicher Polarisationsfarbe und Radialfaserung (wahrscheinlich auch zu den Chloriten gehörig), sowie eine isotrope farblose durchsichtige Substanz — wahrscheinlich ein Zeolith — beobachtet.

Nach der Structur liessen sich zwei Varietäten, eine ungemein feinkörnige und eine etwas gröberkörnige, vielleicht verschiedenen Fundstellen angehörig, unterscheiden; in dem panidiomorphkörnigen Gemenge von Augit und Magnetit fanden sich grössere Magnetitkrystalle und vereinzelt Einsprenglinge von Augit; die Structur wäre also, abgesehen von den wenigen Stellen, wo Gesteinsglas auftritt, nach Rosenbusch als holokrystallin und zugleich mehr oder minder porphyrisch zu bezeichnen.

Wien, Mineralogisch-petrographisches Universitätsinstitut, Jänner 1890.

Erklärung der Tafel V.

Fig. 1. Kleiner (0·1 Millimeter), scheinbar sehr vollkommen entwickelter Krystall einer aufstrebenden Gruppe, um die Flächenbeschaffenheit zu veranschaulichen.

„ 2. Grosser (1 Millimeter), mehr einzeln aufgewachsener Krystall, um den complicirten Bau zu zeigen.

„ 3. Ziemlich dicker Schliff, senkrecht zur *c*-Axe mit den beiden natürlichen Dachflächen *c* und *d*; Kante zwischen beiden undeutlich; an den Prismenkanten wird im polarisirten Lichte die Zwillingsgrenze sichtbar.

„ 4. Vordere Hälfte eines ebenso geschliffenen Krystalles, um den Zerfall in Sectoren zu zeigen. Der keilförmige Sector an der Prismenkante zerfällt in die zwei Theile *a* und *b* mit fiederförmiger Zeichnung zwischen gekreuzten Nicols. Axe und Mittellinie vorhanden; *d*, *e* und *g* sind ähnliche Verzwillingungen, *f* Einschlüsse von Pyritpseudomorphosen.

„ 5. Gleichartiger Schliff eines ganzen Krystalles; vorne wiederum die beiden Individuen *a* und *b* mit Austritt von Axe und Mittellinie, unter *a* nach zwei geneigten Flächen (Spaltbarkeit?) durch's Schleifen herausgesprungene Partie. *d* und *e* Einschlüsse; die stärkeren Linien sind ungefähr radial verlaufende Sprünge.

„ 6. Schliff parallel 100 mit vier randlichen und zwei mittleren Feldern, welche gegen den verticalen Trennungsriss unter 10 und 11 Grad auslöschen; an fast allen Stellen tritt etwas schief eine optische Axe aus.

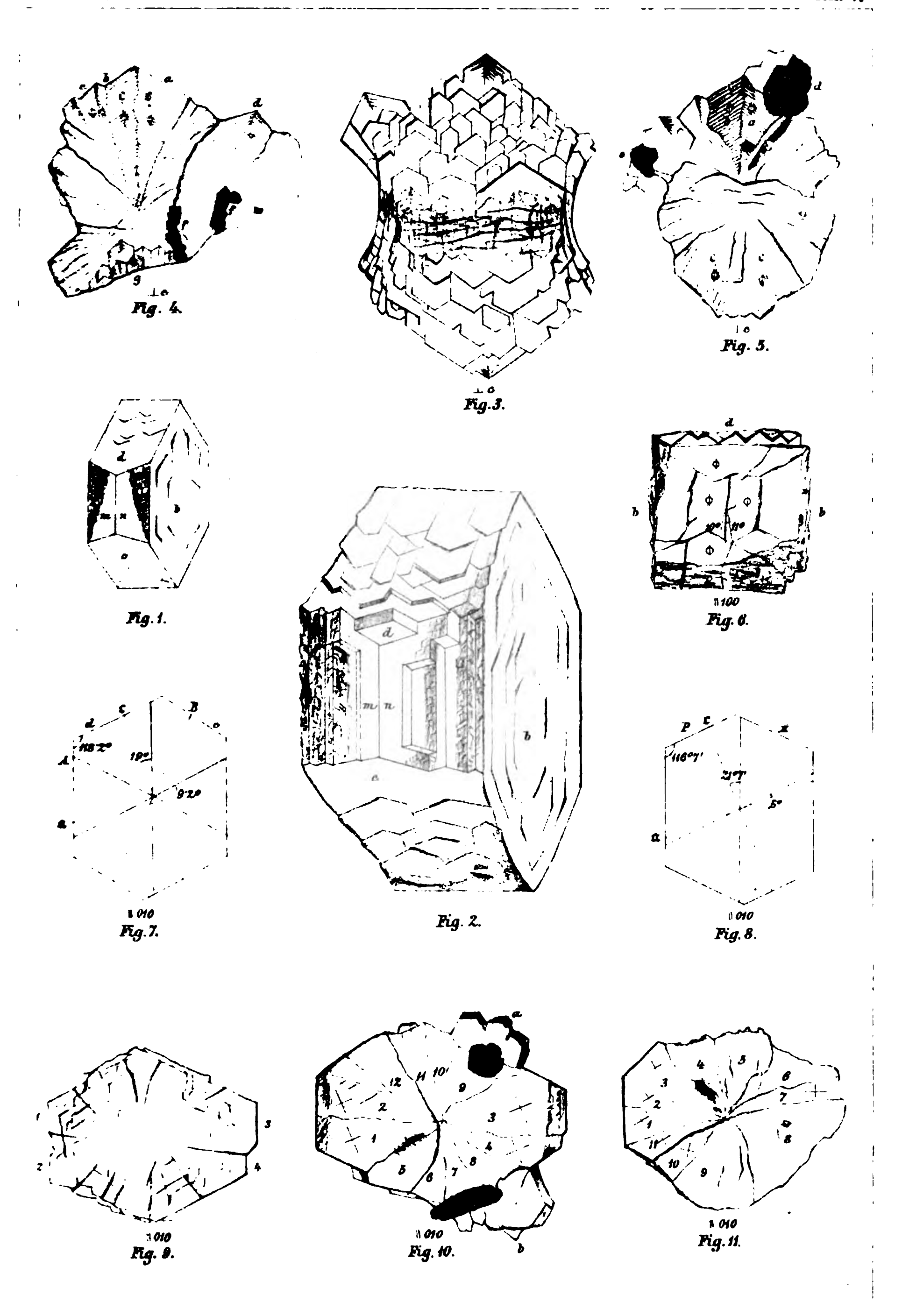
„ 7. Optische Orientirung der an der Prismenkante liegenden Individuen; die eingezeichneten Auslöschungen sind Mittelwerte aus nicht sehr gut stimmenden Einzelwerten.

„ 8. veranschaulicht die optische Orientirung jener Sanidine, welche symmetrische Lage der Axenebene haben; $\mathfrak{a}$ und $\mathfrak{c}$ liegt gleichsinnig und sehr ähnlich.

„ 9. Ziemlich dicker Schliff, parallel 010, mit natürlicher *b*-Fläche, welche die Oberflächensculptur zeigt; die Radiallinien sind optische Grenzen; an den beiden Prismenkanten erscheinen je 2 Individuen.

„ 10. Schliff derselben Art mit zahlreichen Sectoren; 1 und 2, 3 und 4 sind wieder die an der Prismenkante liegenden Individuen mit fast gleicher optischer Orientirung. *a* und *b* sind kleinere, damit verwachsene Krystalle; zwischen Sector 1 und 5 Andeutung von Spaltbarkeit, schief gegen die Schliffläche einfallend.

„ 11. Dieser Schliff, der ziemlich unvollkommen parallel zu 010 geführt sein dürfte, zeigt wieder die Individuen 1 und 2 an der Prismenkante; Sector 4 zeigt Andeutung von Spaltflächen, Sector 8 ausnahmsweise Austritt einer optischen Axe.



Verlag von Alfred Hölder, k.u.k. Hof-u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

XVIII. Der Preblauer Säuerling.

Von **Prof. E. Ludwig.**

Die Preblauer Quelle, welche den bekannten Säuerling liefert, der schon vor zwei Jahrhunderten, als diese noch im Besitze des Bisthums von Bamberg war, sehr geschätzt und weithin verführt wurde, entspringt in dem schönen Lavantthale in Kärnten, ungefähr 950 Meter über der Meeresfläche, $1^1/_2$ Fahrstunden nördlich von der Stadt Wolfsberg, 42 Kilometer von der Eisenbahnstation Judenburg und $^1/_2$ Fahrstunde von St. Leonhard entfernt, welches letztere seinerzeit der Mittelpunkt eines bedeutenden Goldbergbaues war.

Es liegen schon zwei Analysen des Preblauer Säuerlings vor, die eine rührt von Prof. J. Redtenbacher aus dem Jahre 1846, die andere von Prof. J. Mitteregger aus dem Jahre 1861 her; trotzdem habe ich mich entschlossen, eine neue Analyse dieses Mineralwassers vorzunehmen, als ich darum von Herrn Dr. Bancalari, dem gegenwärtigen Director der Curanstalt Preblau, ersucht wurde; was mich vor allem dazu bestimmte, war die Vermuthung, dass die in den beiden angeführten Analysen gefundenen Werte für den Kohlensäuregehalt viel zu klein sind, jedenfalls zu dem Verhalten des Säuerlings nicht stimmen. Ich unternahm daher die Reise zu der Quelle und habe an derselben am 27. und 28. April 1889 die nöthigen Vorarbeiten besorgt und die für die Analyse erforderliche Quantität Wasser gefüllt.

Der Boden, welchem die Quelle von Preblau entspringt, besteht aus tertiären Schichten von Sand, Geröllen und Tegel. Diese füllen eine Mulde aus, welche nur eine beschränkte Ausdehnung hat und in südöstlicher Richtung zum Lavantthale abfällt. Die umgebenden Höhen gehören der Formation der krystallinischen Schiefer an und werden Lipold's Aufnahmen zufolge von Gneiss und Glimmerschiefer gebildet, in welchem viele Züge von Amphibolschiefer und Lager von körnigem Kalkstein eingeschaltet sind. Die Quelle hat ohne Zweifel ihren tieferen Ursprung im Gneissgebirge und gehört jener Kluft in der krystallinischen Formation an, welche durch eine ungefähr nordsüdliche tektonische Linie angegeben wird, auf

der die Quellen von St. Leonhard, Kleining, Preblau, der Linsenmühle und von Weissenbach liegen.

Die Preblauer Quelle wird von einer cylindrischen, aus Kalksteinmauerwerk hergestellten und aussen mit Cement gedichteten Brunnenfassung aufgenommen, welche 1·1 Meter Durchmesser hat und 3·3 Meter tief ist; je nachdem das Wasser für den Verkauf abgefüllt wird oder nicht, variirt die Höhe der Wassersäule darin bedeutend. Vom Grunde der Quelle steigen fast ununterbrochen zahlreiche Gasblasen auf, welche nach der mit Proben derselben vorgenommenen Analyse aus reiner Kohlensäure bestehen.

Die Quellentemperatur wurde am 27. und 28. April 1890 zu verschiedenen Tageszeiten gemessen, sie betrug constant 7·8° C., während die Lufttemperatur in dieser Zeit (im Schatten gemessen) von 8° bis 13·5° C. variirte.

Das frisch geschöpfte Wasser ist krystallklar, farblos, ohne auffallenden Geruch und von äusserst angenehmem, erfrischendem Geschmacke. Erst nach längerem Stehen an der Luft trübt es sich; unter allmählichem Entweichen reichlicher Mengen von Kohlensäure scheidet sich ein weisser Niederschlag ab, der im wesentlichen aus Calciumcarbonat und Magnesiumcarbonat besteht; diese Veränderung vollzieht sich rasch beim Erwärmen des Wassers. Empfindliches Lackmuspapier wird von dem Wasser infolge des Gehaltes an freier Kohlensäure violett gefärbt, nach dem Trocknen erscheint es blau von der alkalischen Reaction des kohlensauren Natriums. Der Abdampfrückstand des Wassers ist weiss und reagirt alkalisch.

Der qualitativen Analyse zufolge finden sich in dem Preblauer Wasser folgende Bestandtheile: Kalium, Natrium, Lithium, Calcium, Strontium, Magnesium, Eisen, Mangan, Aluminium, Chlor, Schwefelsäure, Borsäure, Phosphorsäure, Kieselsäure, Kohlensäure und organische Substanzen, darunter eine Spur von Ameisensäure. Die Prüfung auf andere in natürlichen Wässern, zumal in Mineralwässern, häufig vorkommende Bestandtheile, wobei 50 Liter des Wassers verwendet wurden, ergab negative Resultate.

Durch die quantitative Analyse wurden folgende Zahlen erhalten:

Das specifische Gewicht, bei 4·6° C. bestimmt und auf Wasser von derselben Temperatur als Einheit bezogen, wurde 1·0033 gefunden.

Kalium, Natrium. I. 250·00 Gramm Wasser gaben 0·6467 Gramm Chloride und 0·0680 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·526 Gramm Kaliumoxyd und 13·284 Gramm Natriumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

II. 250·20 Gramm Wasser gaben 0·6515 Gramm Chloride und 0·0664 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·512 Gramm Kaliumoxyd und 13·386 Gramm Natriumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Magnesium. I. 1273·58 Gramm Wasser gaben 0·0760 Gramm Kieselsäure, 0·1952 Gramm Calciumoxyd und 0·1159 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·597 Gramm Kieselsäureanhydrid, 1·531 Gramm Calciumoxyd und 0·328 Gramm Magnesiumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

II. 1297·76 Gramm Wasser gaben 0·0783 Gramm Kieselsäure, 0·2022 Gramm Calciumoxyd und 0·1156 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·603 Gramm Kieselsäureanhydrid, 1·558 Gramm Calciumoxyd und 0·321 Gramm Magnesiumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Eisen, Aluminium, Mangan, Phosphorsäure. 10079·76 Gramm Wasser gaben 0·0041 Gramm Manganoxyduloxyd, 0·0067 Gramm Eisenoxyd, 0·0017 Gramm Aluminiumoxyd und 0·0059 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·004 Gramm Manganoxyduloxyd, 0·007 Gramm Eisenoxyd, 0·002 Gramm Aluminiumoxyd und 0·004 Gramm Phosphorsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Borsäure. 5039·88 Gramm Wasser gaben 0·2966 Gramm Borsäure und Magnesia und 0·5106 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·224 Gramm Borsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Chlor. I. 501·06 Gramm Wasser gaben 0·1621 Gramm Chlorsilber und 0·0065 Gramm Silber, entsprechend 0·842 Gramm Chlor für 10.000 Gramm Wasser.

II. 500·75 Gramm Wasser gaben 0·1620 Gramm Chlorsilber und 0·0060 Gramm Silber, entsprechend 0·841 Gramm Chlor für 10.000 Gramm Wasser.

Schwefelsäure. 999·976 Gramm Wasser gaben 0·1170 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 0·402 Gramm Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Gesammt-Kohlensäure. 187·585 Gramm Wasser gaben beim ersten Versuch 0·8021, beim zweiten 0·7980 Gramm Kohlensäure, entsprechend 42·759, respective 42·541 Gramm Kohlensäure für 10.000 Gramm Wasser.

Strontium. 6004·06 Gramm Wasser gaben 0·0026 Gramm Strontiumnitrat, entsprechend 0·002 Gramm Strontiumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Organische Substanzen. 250·8 Gramm Wasser verbrauchten 1·46 Cubikcentimeter Chamäleonlösung (1 Cubikcentimeter derselben = 0·000797 Gramm Oxalsäure), entsprechend 0·046 Gramm organische Substanzen (als Oxalsäure angenommen) in 10.000 Gramm Wasser.

Controlbestimmung. 697·4 Gramm Wasser gaben 2·5577 Gramm Sulfatrückstand von neutraler Reaction, entsprechend 36·675 Gramm Sulfate für 10.000 Gramm Wasser.

Daraus resultiren folgende Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile Wasser:



Chlor	0·842
Schwefelsäureanhydrid	0·402
Kieselsäureanhydrid	0·600
Borsäureanhydrid	0·224
Phosphorsäureanhydrid	0·004
Kohlensäureanhydrid	42·650
Kaliumoxyd	0·519
Natriumoxyd	13·335
Calciumoxyd	1·545
Strontiumoxyd	0·002
Magnesiumoxyd	0·325
Eisenoxyd	0·007
Manganoxyduloxyd	0·004
Aluminiumoxyd	0·002
Lithium, Ameisensäure	Spuren
Organische Substanzen	0·046
Sulfatrückstand, gefunden	36·675
„ berechnet	36·878
Specifisches Gewicht	1·0033

Die sauren und basischen Bestandtheile zu Salzen gruppirt, Werte für 10.000 Gewichtstheile Wasser:

A. Die kohlensauren Salze als normale Carbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·870
Chlorkalium	0·081
Chlornatrium	1·325
Borsaures Natrium	0·324
Kohlensaures Natrium	21·415
Phosphorsaures Calcium	0·009
Kohlensaures Calcium	2·750
„ Strontium	0·003
„ Magnesium	0·683
„ Eisenoxydul	0·011
„ Mangan	0·006
Aluminiumoxyd	0·002
Kieselsäureanhydrid	0·600
Lithium, Ameisensäure	Spuren
Organische Substanzen	0·046
Kohlensäure, halbgebunden	10·458
„ frei	21·734
Summe der festen Bestandtheile	28·114

B. Die kohlensauren Salze als wasserfreie Bicarbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·870
Chlorkalium	0·081
Chlornatrium	1·325
Borsaures Natrium	0·324
Natriumbicarbonat	30·298
Phosphorsaures Calcium	0·009
Calciumbicarbonat	3·960
Strontiumbicarbonat	0·004
Magnesiumbicarbonat	1·008
Eisenbicarbonat	0·014
Manganbicarbonat	0·009
Aluminiumoxyd	0·002
Kieselsäureanhydrid	0·600
Lithium, Ameisensäure	Spuren
Organische Substanzen	0·046
Kohlensäure, frei	21·734

Ich stelle die von mir erhaltenen analytischen Resultate mit jenen von Redtenbacher und Mitteregger in der folgenden Tabelle zusammen; die kohlensauren Salze sind daselbst als Carbonate angeführt, so wie sie auch in den bezüglichen Publicationen[1]) vorkommen.

	Redtenbacher 1846	Mitteregger 1861	Ludwig 1889
Schwefelsaures Kalium	0·8638	0·987	0·870
Chlorkalium	1·1567	0·194	0·081
Chlornatrium	0·2510	1·094	1·325
Borsaures Natrium	—	—	0·324
Kohlensaures Natrium	20·2588	22·034	21·415
Phosphorsaures Calcium	—	—	0·009
Kohlensaures Calcium	1·9503	2·250	2·750
„ Strontium	—	—	0·003
„ Magnesium	0·4637	0·546	0·683
„ Eisen	0·0381	0·029	0·011
„ Mangan	—	—	0·006
Aluminiumoxyd	0·0248	0·040	0·002
Kieselsäureanhydrid	0·7704	0·262	0·600
Lithium, Ameisensäure	—	—	Spuren
Organische Substanzen	0·9075	0·290	0·046
Kohlensäure, halbgebunden	9·5229	10·433	10·458
Kohlensäure, frei	12·5780	15·908	21·734
Summe der festen Bestandtheile	25·7776	27·425	28·114

[1]) Jahrbuch des naturhistorischen Landesmuseums von Kärnten. Klagenfurt 1862, 5. Heft, pag. 121—131.

Durch meine Analyse sind also zu den Bestandtheilen des Preblauer Wassers, welche die älteren Analysen festgesetzt hatten, noch Borsäure, Phosphorsäure, Ameisensäure, Strontium, Mangan und Lithium hinzugekommen. Wesentlicher noch sind die Differenzen in den Zahlen, welche sich auf das Kalium, die Kieselsäure, die organischen Substanzen und die Kohlensäure beziehen; ich glaube, dass dieselben in den ungenügenden Methoden zu suchen sind, welche bei den älteren Analysen zur Anwendung kamen, da es doch sehr unwahrscheinlich ist, dass das Preblauer Wasser sich gerade nur in Bezug auf diese Substanzen so stark verändert haben sollte.

Der Preblauer Säuerling ist unter die alkalischen Säuerlinge zu rechnen; bemerkenswert ist sein geringer Gehalt an Eisenbicarbonat und gelösten organischen Substanzen, wodurch sein angenehmer Geschmack und seine Haltbarkeit mitbedingt werden; darin wird er kaum von einem anderen Säuerling erreicht, gewiss aber nicht übertroffen.

XIX. Fortgesetzte Untersuchungen über die arsenhaltigen Vitriolquellen von Srebrenica in Bosnien.

Von **Prof. E. Ludwig.**

Schon in meiner ersten Publication über die arsenhaltigen Vitriolquellen von Srebrenica[1]) habe ich mitgetheilt, dass in dem Thale der Červena Rjeka ausser der Quelle Črni Guber noch zwei gleichartige Quellen entspringen. Als ich im Monate Juni des vorigen Jahres (1889) Srebrenica wieder aufsuchte und auf der inzwischen in dem genannten Thale erbauten Strasse zur Quelle Črni Guber fuhr, fielen mir diese beiden recht ergiebigen Quellen, die ich früher kaum beachtet hatte, auf, ich führte sofort die nöthige Voruntersuchung aus und beschloss, beide Wässer genau zu analysiren.

Die eine der Quellen, welche Červena Rjeka genannt wird, entspringt 8·7 Meter über der Fahrstrasse 1153·5 Meter von Srebrenica entfernt. Ihre Ergiebigkeit beträgt 13 Liter pro Minute, ihre Temperatur, welche am 18. Februar 1890 gemessen wurde, war 12·5° C. bei der gleichzeitigen Lufttemperatur von 7·5° C. (in der Sonne).

Die zweite Quelle, 347 Meter von der eben genannten in der Richtung gegen Črni Guber entfernt, entspringt knapp neben der Strasse, sie liefert 18·5 Liter Wasser in der Minute, ihre Temperatur betrug am 18. Februar 1890 11·25° C. bei einer Lufttemperatur von 3·75° C. (im Schatten).[2]) Diese Quelle hat bisher keinen Namen erhalten, ich will sie als „Quelle an der Strasse“ bezeichnen.

Das Wasser der beiden Quellen stimmt, was die äusseren Eigenschaften und die qualitative chemische Zusammensetzung

---

[1]) Mineralog. und petrograph. Mitth. Bd. XI, pag. 119.

[2]) Die Temperatur und Ergiebigkeit der Quellen hat Herr Brunnenverwalter Kolb in Srebrenica bestimmt.

betrifft, mit dem der Quelle Črni Guber überein; auch in dem Laufe dieser beiden Quellen haben sich beträchtliche Ockerablagerungen gebildet.

Die quantitative Analyse, welche genau so durchgeführt wurde, wie seinerzeit diejenigen der Wässer von Črni Guber, Mala Kiselica und Velika Kiselica[1]), ergab folgende Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile Wasser:

	Červena Rjeka	Quelle an der Strasse
Schwefelsäureanhydrid	9·655	4·256
Chlor	Spuren	—
Kieselsäureanhydrid	0·293	0·407
Arsenigsäureanhydrid	0·065	0·024
Phosphorsäureanhydrid	Spuren	Spuren
Kaliumoxyd	0·073	0·054
Natriumoxyd	0·054	0·036
Calciumoxyd	0·723	0·181
Magnesiumoxyd	0·423	0·191
Eisenoxyd	5·841	2·370
Aluminiumoxyd	0·471	0·052
Manganoxyduloxyd	0·030	Spuren
Zinkoxyd	0·063	Spuren
Kupferoxyd	0·082	0·020
Lithium	Spuren	Spuren
Organische Substanzen	0·112	0·134
Summe der Oxyde, gefunden	7·952	3·347
" " " berechnet	8·057	3·311
Specifisches Gewicht	1·00166	1·00061

Durch Umrechnung auf Salze erhält man die folgenden Zahlen für 10.000 Gewichtstheile Wasser:

[1]) l. c.

	Červena Rjeka	Quelle an der Strasse
Chlornatrium	Spuren	—
Schwefelsaures Kalium	0·135	0·100
" Natrium	0·124	0·082
" Calcium	1·757	0·440
" Magnesium	1·269	0·573
" Eisenoxydul	11·682	4·503
" Mangan	0·060	Spuren
" Zink	0·125	Spuren
" Kupfer	0·165	0·040
" Aluminium	1·319	0·146
Freie Schwefelsäure	0·235	1·273
Arsenigsäureanhydrid	0·065	0·024
Kieselsäureanhydrid	0·293	0·407
Lithium, Phosphorsäure	Spuren	Spuren
Organische Substanzen	0·112	0·134
Summe der festen Bestandtheile	17·106	6·449

Das Wasser der Quelle an der Strasse nähert sich in seiner Zusammensetzung jenem der Quelle Črni Guber; bemerkenswert ist dessen etwas grösserer Gehalt an freier Schwefelsäure; das Wasser der Quelle Červena Rjeka zeichnet sich vor allen bis jetzt untersuchten Quellen von Srebrenica durch seinen grösseren Gehalt an Eisensulfat aus.

Wichtig erscheint mir die Thatsache, dass alle vitriolischen Quellen des Quellengebietes von Srebrenica Arsen enthalten, was für die Quellengebiete anderer Orte, z. B. für das von Levico in Südtirol, nicht zutrifft.

XX. Die Mineralquellen des Büdös (Bálványos) in Siebenbürgen.

Von **Professor E. Ludwig.**

Im äussersten Osten von Siebenbürgen, am Südostende des Hargittagebirges, erhebt sich 1140 Meter über die Meeresfläche der berühmte Torjaer Büdösberg, Bálványos, auch Büdös schlechtweg genannt (zu deutsch: Stinkberg). Er gehört dem Háromszéker Comitate an und liegt 40 Kilometer nordöstlich von Sepsi St. György, dem Hauptorte des Comitates, 74 Kilometer nordöstlich von Kronstadt.

Dieser Berg, den alljährlich zahlreiche Forscher und Naturfreunde, sowie der Heilung bedürfende Kranke aufsuchen, verdankt seine Berühmtheit in erster Linie den mächtigen Gasexhalationen seiner Höhlen und Spalten, die an Grossartigkeit von anderen ähnlichen Naturerscheinungen nicht erreicht werden. Bis in die neueste Zeit haben Geologen und Chemiker den Büdös zum Gegenstande gründlicher und eingehender Forschungen gemacht; dabei wurden aber zumeist nur der Bau des Berges und die Gasexhalationen berücksichtigt, während die Quellen, welche auf dem Gebiete des Büdös entspringen, bisher die gebührende Würdigung nicht gefunden haben, obgleich dieselben sowohl in geologischer als auch in balneologischer Hinsicht von grosser Bedeutung sind. Zuletzt hat im Jahre 1876 der seither verstorbene Klausenburger Professor Dr Fleischer die Quellen des Büdös qualitativ analysirt; aus dem Jahre 1866 liegen zwei Analysen von Dr. Cseh Karoly vor, welche im III. Bande des Werkes: „A Székelyföld" von Orban Balazs (pag. 76) veröffentlicht sind.

Der gegenwärtige Besitzer des Büdös, Herr Baron G. Apor, lud mich im Frühjahre 1889 ein, die genannten Quellen zu analysiren; ich folgte dieser Einladung und suchte im April desselben Jahres den Büdös auf, um die Quellen aus eigener Anschauung kennen zu lernen und die für die Analysen nothwendigen Vorarbeiten an Ort und Stelle zu besorgen.

Der Büdös wird durch das enge Spaltenthal des Altflusses vom Hauptstock der Hargitta abgetrennt und bildet einen zungen-

förmigen Vorsprung in das Gebiet der Karpathensandsteine[1]); an der Nordseite steigt er unmittelbar aus der Ebene der Csik empor und präsentirt sich da besonders imposant. Der Berg besteht seiner Hauptmasse nach aus Trachyt, der von den gewöhnlichen Varietäten der ganzen Hargittakette nur wenig abweicht, fast überall ist er mit Wald bedeckt. Die Grenzen des Trachyts gegen den Karpathensandstein verlaufen ziemlich complicirt. Trachyttuffe und Trümmergesteine zeigen sich sowohl am Südabhange des Berges, als auch am Wege vom Sattel des Berges, wo die Quellen entspringen, gegen Volal zu. Am Südgehänge des Berges gegen den Sattel hin, welcher 921 Meter über der Meeresfläche hoch ist, befinden sich die Höhlen mit den Gasexhalationen; auf dieser Seite bildet der Büdös eine steile, theilweise felsige Bergwand, die von West nach Ost streicht. Bis an den Fuss dieser Wand tritt der Karpathensandstein heran, der auch die südlich vom Sattel gelegenen runden Berge bildet, die zur Háromszéker Kette gehören. Die Wand selbst besteht aus Trachyt, meist von hellgrauer, oft auch, besonders gegen die Kuppen, von röthlicher Farbe mit braunen Glimmerschüppchen und Krystallen von glasigem Feldspath und von Oligoklas, hin und wieder auch mit feinen Hornblendenadeln (Sanidin-Oligoklas-Trachyt). In diesem vielfach zerklüfteten und zerborstenen Trachyt stehen drei Höhlen offen, von denen die eine Schwefelhöhle, die zweite mordende Höhle (Gyilkos barlang), die dritte Alaunhöhle genannt wird. Die erstgenannte ist die grösste und liegt zwischen den beiden anderen. Aus diesen Höhlen und aus verschiedenen Spalten des Berges strömen ununterbrochen mächtige Gasmassen hervor, die der Hauptsache nach Kohlensäure sind.

Professor Ilosvay hat im Jahre 1884 diese Höhlen aufgesucht und die Gasexhalationen zum Gegenstande einer ausführlichen wissenschaftlichen Untersuchung gemacht, deren Ergebnisse in den Berichten der naturwissenschaftlichen Gesellschaft zu Budapest mitgetheilt sind. Der Eingang zu der Schwefelhöhle (1053 Meter ü. d. Meeresspiegel)

---

[1]) Bezüglich des Geologischen halte ich mich an die beiden ausgezeichneten Werke: Geologie Siebenbürgens von Franz Ritter v. Hauer und Dr. G. Stache, Wien 1863, und: Das Széklerland mit Berücksichtigung der angrenzenden Landestheile geologisch und paläontologisch beschrieben von Dr. Franz Herbich. Budapest 1878, Gebrüder Légrády.

ist mit Balken ausgekleidet zum Schutz gegen das sich abbröckelnde Gestein. Die Höhe des Einganges beträgt 2·5 Meter, die Breite 3 Meter, die durchschnittliche Breite der Höhle 2 Meter, ihre grösste Höhe 6 Meter (an manchen Stellen ist die Höhle nur 2—3 Meter hoch), ihre ganze Länge 14 Meter; der Rauminhalt circa 90 Cubikmeter. Die Sohle der Höhle ist nach innen zu abschüssig. Bei günstiger Beleuchtung durch das Sonnenlicht beobachtet man sehr deutlich, dass der untere Theil von einem specifisch schwereren Gase erfüllt ist; so hoch dieses reicht, sind die Wände der Höhle mit einem Ueberzug von Schwefel überkleidet, der einige Centimeter dick ist. Das Gas, welches unmittelbar über der Sohle, und zwar 14 Meter vom Eingange entfernt, aufgefangen wurde, enthält nach der von Prof. Ilosvay vorgenommenen Analyse:

Kohlensäure	95·49	Vol. Procent
Schwefelwasserstoff . .	0·56	„ „
Sauerstoff	0·01	„ „
Stickstoff	3·64	„ „

Am Eingange der Höhle und einige Schritte nach einwärts ist bei aufrechter Stellung eines Erwachsenen die Athmung nicht behindert, weil die Kohlensäureschichte daselbst niedrig ist, an der tiefsten Stelle der Höhle dagegen, wo die Kohlensäureschichte fast 2 Meter hoch ist, besteht die grösste Gefahr für das Leben und die Geschichte dieser Höhle verzeichnet zahlreiche Todesfälle infolge von Erstickung in dem irrespirablen Gase. Wenn man in die Höhle eintritt, so empfindet man alsbald ein auffallendes Wärmegefühl, auch durch die Kleider hindurch, und zwar so hoch hinauf, als die Kohlensäureschichte reicht.

Aus dem Eingang der Höhle strömt das deutlich nach Schwefelwasserstoff riechende Gas, welches dem Berge seinen Namen „Büdös“ verschafft hat, im breiten Strome thalwärts. Ilosvay berechnete, dass aus dieser Höhle per Jahr mindestens 723.000 Cubikmeter Kohlensäure und 4200 Cubikmeter Schwefelwasserstoff ausströmen. Seit undenklichen Zeiten wird die Kohlensäureatmosphäre dieser Höhle vom Volke zu Gasbädern verwendet, deren Wirkungen bei Rheumatismus einen grossen Ruf geniessen.

Indem das der Erde entströmende Gas sich mit der atmosphärischen Luft mengt, findet Oxydation des Schwefelwasserstoffes

statt, infolge deren sich freier Schwefel abscheidet, wie er an den Wänden der Höhle angetroffen wird; die Oxydation geht aber auch weiter, und aus dem Schwefel entsteht Schwefelsäure, welche das Gestein tief eingreifend zersetzt. Von den Wänden und von der Decke der Höhle tropft fortwährend eine farblose, sauer reagirende Flüssigkeit herab, und zwar das Tagwasser, welches das zersetzte Gestein durchdringt und auslaugt. Dieses Tropfwasser wird in Töpfen und Schüsseln, die man in der Höhle aufstellt, aufgefangen und dient der dortigen Bevölkerung als Augenwasser, dem wunderbare Heilwirkung nachgerühmt wird. Ich habe während meiner Anwesenheit auf dem Büdös einige Liter von diesem Tropfwasser gesammelt und für die Analyse mitgenommen. Wie aus den folgenden Ergebnissen zu ersehen ist, enthält diese Flüssigkeit ausser den sauren Sulfaten der Alkalien Eisenvitriol, Aluminiumsulfat, Gyps, Magnesiumsulfat und freie Schwefelsäure; der Menge nach kommen die freie Schwefelsäure und das Aluminiumsulfat in erster Linie in Betracht, sie verleihen der Flüssigkeit ihren specifischen Charakter und auch ihre therapeutischen Effecte.[1])

Werte für 10 Liter des Wassers.

	Gramme
Schwefelsäureanhydrid	28·152
Chlor	0·187
Kieselsäureanhydrid	1·250
Natriumoxyd	0·622
Kaliumoxyd	0·329
Eisenoxyd	0·589
Aluminiumoxyd	4·035
Calciumoxyd	0·633
Magnesiumoxyd	0·153
Summe der festen Bestandtheile (neutrale Salze)	23·090

[1]) Eine qualitative Untersuchung dieser Flüssigkeit hat Prof. Fleischer 1876 ausgeführt, er hat schon den Gehalt an freier Schwefelsäure constatirt.

Säuren und Basen zu Salzen gruppirt; Werte für 10 Liter Wasser.

	Gramme
Saures schwefelsaures Kalium . . .	0·887
„ „ Natrium . .	2·399
Chlornatrium	0·309
Schwefelsaures Eisenoxydul	1·119
„ Aluminium	13·468
„ Calcium	2·199
„ Magnesium	0·459
Kieselsäure	1·250
Freie Schwefelsäure	13·941

Auch aus den beiden anderen genannten Höhlen strömen kohlensäurereiche Gasgemenge hervor; so enthält nach Ilosvay das Gas am Boden der „mordenden Höhle" 94·6 Vol. Procent Kohlensäure und Schwefelwasserstoff zusammen, und das unmittelbar über der Sohle der Alaunhöhle gesammelte Gas enthält 94·75 Vol. Procent Kohlensäure und Schwefelwasserstoff zusammen. Die Wände der Alaunhöhle bestehen aus stark zersetztem, sehr porösem Gestein, das stellenweise von einer mehrere Centimeter dicken Schichte einer ausgewitterten, weissen, krystallinischen Salzmasse überzogen ist. Ich habe von diesem Auswitterungsproducte einige Dekagramme abgekratzt und davon zu einer quantitativen Analyse verwendet; dieselbe ergab folgende Resultate:

Schwefelsäureanhydrid	32·93
Kaliumoxyd	0·50
Natriumoxyd	2·76
Eisenoxyd	2·72
Aluminiumoxyd	9·99
Calciumoxyd	0·36
Magnesiumoxyd	1·47
In Wasser Unlösliches	10·43
Wasser	37·48

Das in Wasser Unlösliche enthält Kieselsäure, Eisen, Aluminium und Spuren von Magnesium.

Auf die bereits geschilderte Zersetzung des Schwefelwasserstoffes, der in den exhalirten Gasen enthalten ist, muss das bemerkenswerte Vorkommen von freiem Schwefel in dem Erdreiche unmittelbar unter der Dammerde in der Umgebung des Büdös zurück-

geführt werden. Die Mengen des so vorkommenden Schwefels sind jedenfalls nicht unbedeutend, denn nach den Mittheilungen von Fichtel bestand im vorigen Jahrhundert eine kaiserliche Schwefelsiederei, welche geraume Zeit hindurch den Rohschwefel von Büdös verarbeitete und nach dem Geschichtsschreiber P. Timon wurden zur Zeit der ungarischen Könige die Einwohner von Ober- und Unter-Torja zum Schwefelgraben herangezogen.

Hauer und Stache haben in ihrem Werke über die Geologie Siebenbürgens hervorgehoben, dass in der Nähe der Gashöhlen des Büdös zahlreiche Mineralquellen bestehen, deren Untersuchung sie für sehr nothwendig hielten. Wie ich schon früher erwähnt habe, sind brauchbare, vollständige Analysen dieser Quellen bisher nicht ausgeführt worden.

Die in Rede stehenden Quellen entspringen auf einem Sattel des Büdös in einer Höhe von 921 Meter über der Meeresfläche; zwei von ihnen, nämlich die Karlsquelle und die Fidelisquelle (auch Salzquelle genannt), sind in Stein gefasst und werden seit geraumer Zeit zu Trink- und Badecuren verwendet, sie sind etwa 100 Meter von einander entfernt. Ungefähr 50 Meter südlich von der Karlsquelle entspringt die sogenannte Augenwasserquelle, welche nur wenig Wasser, dagegen massenhaft reine Kohlensäure zu Tage fördert und daher mehr in die Kategorie der Gasquellen zu rechnen ist. Nordöstlich von den beiden erstgenannten Quellen und von diesen ungefähr 600 Meter entfernt, entspringt die Alaunquelle und in geringerer Entfernung über derselben die obere Alaunquelle. Nimmt man von diesen Quellen den Weg gegen die Ruine Bálványos (Götzenburg), so erreicht man in ungefähr 1 Stunde noch zwei Quellen: die Várpadquelle und die untere Várpadquelle.

Der Quellenreichthum dieses Gebietes steht in Siebenbürgen keineswegs vereinzelt da, wie ja allgemein bekannt ist. Fast jedes Dorf, das am Fusse unseres Gebirgszuges oder der anschliessenden Gebirgszüge liegt, hat mindestens einen Säuerling (borviz, Weinwasser, genannt), ja in dem Dorfe Mikóujfalu, welches an der Strasse von Szt. György zum Büdös liegt, gibt es überhaupt keine Süsswasserquelle, sondern nur Mineralquellen.

Von den aufgezählten Quellen des Büdös (Bálványos) habe ich drei, nämlich die Karlsquelle, die Fidelisquelle und die

Alaunquelle, vollständig quantitativ analysirt, die übrigen habe ich nur soweit untersucht, dass sie charakterisirt und eingereiht werden können. Die für die Analysen nöthigen Vorarbeiten an den Quellen habe ich am 18. und 19. April 1889 vorgenommen.

Fidelisquelle (Salzquelle).[1]

Die Fassung dieser Quelle ist aus Stein hergestellt, der kreisrunde innere Querschnitt derselben hat 39 Centimeter Durchmesser; die Wasserhöhe bis zu dem seitlichen Abflussloche beträgt 90 Centimeter. In der Quelle steigen reichlich Gasblasen auf, die aus reiner Kohlensäure bestehen. Die Ergiebigkeit der Quelle beträgt ungefähr 3 Liter pro Minute. Rings um die Quelle, besonders aber in der Richtung ihres Abflusses ist viel Ocker abgelagert.

Die Temperatur der Quelle betrug am 18. April 1889 11° C. bei einer Lufttemperatur von 0° C. zur selben Zeit.

Das Wasser ist, frisch geschöpft, klar, farblos, geruchlos, schmeckt etwas, und zwar nicht unangenehm, salzig, hinterher tritt der charakteristische Eisengeschmack auf. Bei längerem Stehen an der Luft setzt sich unter reichlicher Kohlensäureentwicklung ein ockerfarbener Bodensatz ab.

Durch die qualitative Analyse wurden folgende Bestandtheile nachgewiesen: Kalium, Natrium, Lithium, Ammoniak, Calcium, Strontium, Magnesium, Eisen, Mangan, Aluminium, Chlor, Brom, Schwefelsäure, Phosphorsäure, Borsäure, Kieselsäure, Kohlensäure und organische Substanzen, darunter Spuren von Ameisensäure und Buttersäure.

Das specifische Gewicht des Wassers bei 12·4° C. bestimmt und auf destillirtes Wasser derselben Temperatur als Einheit bezogen beträgt 1·0066. Die quantitative Analyse ergab folgende Resultate:

Lithium. I. 5019·8 Gramm Mineralwasser gaben 0·0907 Gramm Chlornatrium, Chlormagnesium und Chlorlithium. Die Chlorbestimmung ergab 0·2528 Gramm Chlorsilber, die Magnesiabestimmung 0·0108 Gramm Magnesiumpyrophosphat. Daraus berechnen sich 0·019 Gramm Lithiumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

II. 10039·6 Gramm Wasser gaben 0·3281 Gramm Chlornatrium, Chlormagnesium und Chlorlithium. Die Chlorbestimmung lieferte 1·0880 Gramm Chlorsilber, die Magnesiabestimmung 0·4886 Gramm Magnesiumpyrophosphat. Daraus berechnen sich 0·017 Gramm Lithiumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

---

[1]) Früher auch Katharinaquelle genannt.

Kalium, Natrium. 251·04 Gramm Wasser gaben 1·5083 Gramm Chlorkalium, Chlornatrium und Chlorlithium und 0·2776 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 2·110 Gramm Kaliumoxyd und 30·210 Gramm Natriumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Ammoniak. Das aus 1003·97 Gramm Wasser überdestillirte Ammoniak erforderte 3·584 Cubikcentimeter Schwefelsäure zur Neutralisirung (1 Cubikcentimeter = 0·984227 Cubikcentimeter Normalsäure), entsprechend 1·067 Gramm Ammoniak für 10.000 Gramm Wasser.

Kieselsäure, Calcium, Magnesium, Eisen, Strontium. I. 1058·24 Gramm Wasser gaben 0·0862 Gramm Kieselsäure, 0·4972 Gramm reines Calciumoxyd, 0·0465 Gramm Eisenoxyd, 0·0130 Gramm salpetersaures Strontium, und 0·5048 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·815 Gramm Kieselsäure, 4·699 Gramm Calciumoxyd, 0·439 Gramm Eisenoxyd, 0·061 Gramm Strontiumoxyd und 1·719 Gramm Magnesiumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

II. 1039·8 Gramm Wasser gaben 0·0861 Gramm Kieselsäure, 0·4978 Gramm reines Calciumoxyd und 0·4944 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·828 Gramm Kieselsäure, 4·787 Gramm Calciumoxyd und 1·713 Gramm Magnesiumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Eisen, Mangan, Aluminium, Phosphorsäure. 9212·21 Gramm Wasser gaben 0·4079 Gramm Eisenoxyd, 0·0104 Gramm Manganoxyduloxyd, 0·0061 Gramm Aluminiumoxyd und 0·0091 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·443 Gramm Eisenoxyd, 0·011 Gramm Manganoxyduloxyd, 0·007 Gramm Aluminiumoxyd und 0·006 Gramm Phosphorsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Borsäure. 5012·86 Gramm Wasser gaben 0·199 Gramm Borsäure und Magnesia und 0·295 Gramm Magnesiumpyrophosphat entsprechend 0·185 Gramm Borsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Brom. 5019·9 Gramm Wasser verbrauchten 15·75 Cubikcentimeter Chlorwasser (1 Cubikcentimeter Chlorwasser = 0·00506 Gramm Brom); entsprechend 0·159 Gramm Brom für 10.000 Gramm Wasser.

Chlor. I. 49·9755 Gramm Wasser gaben 0·643 Gramm Chlorsilber und Bromsilber, entsprechend nach Abzug des Bromsilbers 31·721 Gramm Chlor für 10.000 Gramm Wasser.

II. 50·2205 Gramm Wasser gaben 0·6477 Gramm Chlorsilber und Bromsilber, entsprechend nach Abzug des letzteren 31·798 Gramm Chlor für 10.000 Gramm Wasser.

Schwefelsäure. I. 1017·36 Gramm Wasser gaben 0·7403 Gramm schwefelsaures Baryum, entsprechend 2·498 Gramm Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

II. 991·15 Gramm Wasser gaben 0·7120 Gramm schwefelsaures Baryum, entsprechend 2·466 Gramm Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Gesammt-Kohlensäure. 186·925 Gramm Wasser gaben beim I. Versuch 0·686, beim II. Versuch 0·688 Gramm Kohlensäure, entsprechend 36·699, respective 36·806 Gramm Kohlensäure für 10.000 Gramm Wasser.

Controlbestimmung. 1027·11 Gramm Wasser gaben 9·4089 Gramm Sulfatrückstand von neutraler Reaction, entsprechend 91·606 Gramm Sulfatrückstand für 10.000 Gramm Wasser.

Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile des Wassers der Fidelisquelle:

Chlor	31·759
Brom	0·159
Schwefelsäureanhydrid	2·482
Phosphorsäureanhydrid	0·006
Borsäureanhydrid	0·185
Kieselsäureanhydrid	0·821
Kohlensäureanhydrid	36·752
Ammoniak	1·067
Kaliumoxyd	2·110
Natriumoxyd	30·210
Lithiumoxyd	0·018
Calciumoxyd	4·743
Strontiumoxyd	0·061
Magnesiumoxyd	1·716
Eisenoxyd	0·441
Aluminiumoxyd	0·007
Manganoxyduloxyd	0·011
Salpetersäure, organische Substanz [1])	Spuren
Summe der Sulfate, berechnet	91·201
„ „ „ gefunden	91·606
Specifisches Gewicht	1·0066

Säuren und Basen zu Salzen gruppirt; Werte für 10.000 Gewichtstheile Wasser:

A. Die kohlensauren Salze als normale Carbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	3·902
„ Natrium	1·225
Borsaures Natrium	0·267
Chlornatrium	52·395
Bromnatrium	0·205
Kohlensaures Natrium	2·956
„ Lithium	0·044
„ Ammonium	3·012
Phosphorsaures Calcium	0·013
Kohlensaures Calcium	8·457
„ Strontium	0·087
„ Magnesium	3·604
„ Eisen	0·639
„ Mangan	0·018
Kieselsäureanhydrid	0·821
Aluminiumoxyd	0·007
Organische Substanz, Salpetersäure	Spuren
Kohlensäure, halbgebunden	8·517
„ frei	19·718
Summe der festen Bestandtheile	74·640

[1]) Darunter Ameisensäure und Buttersäure.

B. Die kohlensauren Salze als wasserfreie Bicarbonate (von der Form $Na_2 C_2 O_5$, $Ca C_2 O_5$) gerechnet:

Schwefelsaures Kalium	3·902
„ Natrium	1·225
Borsaures Natrium	0·267
Chlornatrium	52·395
Bromnatrium	0·205
Natriumbicarbonat	4·182
Lithiumbicarbonat	0·070
Ammoniumbicarbonat	4·394
Phosphorsaures Calcium	0·013
Calciumbicarbonat	12·178
Strontiumbicarbonat	0·113
Magnesiumbicarbonat	5·492
Eisenbicarbonat	0 882
Manganbicarbonat	0·025
Kieselsäureanhydrid	0·821
Aluminiumoxyd	0·007
Freie Kohlensäure	19·718
Salpetersäure, organ. Substanz	Spuren

Nach dem Resultate dieser Analyse ist die Fidelisquelle zu den alkalisch-muriatischen Eisensäuerlingen zu zählen: von den meisten Gliedern dieser Gruppe unterscheidet sich unsere Quelle durch den grossen Eisengehalt. Besonders bemerkenswert erscheint mir der beträchtliche Gehalt an Ammoniumbicarbonat zu sein, der in Mineralwässern selten angetroffen wird.

Karlsquelle.

Dieselbe ist, wie die Fidelisquelle, in Stein gefasst; der innere Durchmesser der Fassung beträgt 37 Centimeter, die Wasserhöhe bis zur seitlichen Abflussöffnung 83 Centimeter. Vom Grunde der Quelle steigen spärlich in grossen Intervallen Gasblasen auf, welche der Hauptsache nach aus Kohlensäure bestehen und bis auf einen geringen Rest von Aetzkali absorbirt werden. Es war mir nicht möglich, diesen durch Aetzkali nicht absorbirten Gasrest näher zu untersuchen, weil seine Menge zu gering war; selbst nach mehrstündigen Bemühungen konnte ich nur eine Eprouvette voll von dem Quellgase erlangen. Die Ergiebigkeit der Quelle beträgt ungefähr

2 Liter in der Minute. In der Umgebung der Quelle ist ziemlich viel Ocker abgelagert.

Die Temperatur der Quelle betrug am 18. April 1889 6·2° C. bei einer gleichzeitigen Lufttemperatur von 0° C.

Das frisch geschöpfte Wasser ist vollkommen klar, farblos und besitzt einen starken Eisengeschmack. Bei längerem Stehen an der Luft scheidet sich ein rostfarbener Bodensatz, bestehend aus Eisenoxydhydrat und den Carbonaten der alkalischen Erden, aus. Durch die qualitative Analyse wurden folgende Bestandtheile in dem Wasser nachgewiesen: Kalium, Natrium, Calcium, Magnesium, Eisen, Aluminium, Mangan, Chlor, Schwefelsäure, Phosphorsäure, Kieselsäure, Kohlensäure und organische Substanzen.

Das specifische Gewicht des Wassers bei 10° C. bestimmt und auf destillirtes Wasser derselben Temperatur als Einheit bezogen beträgt 1·00047.

Kalium, Natrium. I. 992·355 Gramm Wasser gaben 0·0285 Gramm Chloride und 0·0185 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·122 Gramm Natriumoxyd und 0·036 Gramm Kaliumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

II. 973·135 Gramm Wasser gaben 0·0281 Gramm Chloride und 0·0186 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·122 Gramm Natriumoxyd und 0·037 Gramm Kaliumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Kieselsäure, Eisen, Calcium, Magnesium. I. 1027·04 Gramm Wasser gaben 0·0419 Gramm Kieselsäureanhydrid, 0·0652 Gramm Eisenoxyd, 0·1700 Gramm Calciumoxyd und 0·0804 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·408 Gramm Kieselsäureanhydrid, 0·635 Gramm Eisenoxyd, 1·655 Gramm Calciumoxyd und 0·282 Gramm Magnesiumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

II. 1028·725 Gramm Wasser gaben 0·0447 Gramm Kieselsäureanhydrid, 0·1694 Gramm Calciumoxyd und 0·0780 Gramm Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·435 Gramm Kieselsäureanhydrid, 1·647 Gramm Calciumoxyd und 0·273 Gramm Magnesiumoxyd für 10.000 Gramm Wasser.

Eisen, Aluminium, Mangan, Phosphorsäure. 10182·64 Gramm Wasser gaben 0·6535 Gramm Eisenoxyd, 0·0025 Gramm Aluminiumoxyd, 0·004 Gramm Manganoxyduloxyd und 0·0053 Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·642 Gramm Eisenoxyd, 0·0025 Gramm Aluminiumoxyd, 0·004 Gramm Manganoxyduloxyd und 0·004 Gramm Phosphorsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Chlor. 993·45 Gramm Wasser gaben 0·0425 Gramm Chlorsilber und 0·007 Gramm Silber, entsprechend 0·129 Gramm Chlor für 10.000 Gramm Wasser.

Schwefelsäure. 995·08 Gramm Wasser gaben 0·0275 Gramm schwefelsaures Baryum, entsprechend 0·095 Gramm Schwefelsäureanhydrid für 10.000 Gramm Wasser.

Gesammt-Kohlensäure. 187·048 Gramm Wasser gaben bei dem I. Versuche 0·469, bei dem II. Versuche 0·4668 Gramm Kohlensäure, entsprechend 25·074, resp. 24·956 Gramm Kohlensäure für 10.000 Gramm Wasser.

Organische Substanzen. 500·24 Gramm Wasser verbrauchten 7·42 Cubikcentimeter Chamäleonlösung, (1 Cubikcentimeter derselben entspricht 0·000874 Gramm krystallisirter Oxalsäure) entsprechend 0·130 Gramm organische Substanzen für 10.000 Gramm Wasser.

Controlbestimmung. 1006·825 Gramm Wasser gaben 0·6195 Gramm Sulfatrückstand und 0·8885 Gramm Baryumsulfat, entsprechend 3·124 Gramm Oxyde für 10.000 Gramm Wasser.

Mittelwerte für 10.000 Gewichtstheile der Karlsquelle.

Schwefelsäureanhydrid	0·095
Chlor	0·129
Phosphorsäureanhydrid	0·004
Kieselsäureanhydrid	0·421
Gesammt-Kohlensäure	25·015
Kaliumoxyd	0·037
Natriumoxyd	0·122
Calciumoxyd	1·651
Magnesiumoxyd	0·278
Eisenoxyd	0·639
Aluminiumoxyd	0·0025
Manganoxyduloxyd	0·004
Organische Substanzen	0·130
Summe der Oxyde gefunden	3·124
„ „ „ berechnet	3·1755
Specifisches Gewicht	1·00047

Die sauren und basischen Bestandtheile zu Salzen gruppirt; Werte für 10.000 Gewichtstheile Wasser:

A. Die kohlensauren Salze als normale Carbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·068
„ Natrium	0·114
Chlornatrium	0·136
Chlorcalcium	0·117
Phosphorsaures Calcium	0·009
Kohlensaures „	2·778
„ Magnesium	0·584
„ Eisenoxydul	0·926
„ Mangan	0·006
Aluminiumoxyd	0·0025
Kieselsäureanhydrid	0·421
Organische Substanz	0·130
Kohlensäure, halbgebunden	1·876
„ frei	21·263
Summe der festen Bestandtheile	5·2915

B. Die kohlensauren Salze als wasserfreie Bicarbonate gerechnet.

Schwefelsaures Kalium	0·068
„ Natrium	0·114
Chlornatrium	0·136
Chlorcalcium	0·117
Phosphorsaures Calcium	0·009
Calciumbicarbonat	3·995
Magnesiumbicarbonat	0·890
Eisenbicarbonat	1·277
Manganbicarbonat	0·008
Aluminiumoxyd	0·0025
Kieselsäureanhydrid	0·421
Organische Substanz	0·130
Freie Kohlensäure	21·263

Die Karlsquelle gehört zu den Eisensäuerlingen und ist vermöge ihres grossen Gehaltes an Eisenbicarbonat, sowie ihres Reichthumes an freier Kohlensäure mit den berühmtesten derselben in eine Reihe zu stellen.

Augenwasserquelle.

Diese Quelle ist nicht gefasst, sie liefert nur wenig Wasser, aber grosse Mengen von Gas. Das Wasser ist ein schwach eisenhaltiger alkalisch-muriatischer Säuerling; derselbe enthält in 10 Litern

0·039 Gramm kohlensaures Eisenoxydul,
4·100 „ feste Bestandtheile.

Das Quellengas ist reine Kohlensäure.

Alaunquelle.

Diese Quelle wird von einem mit Brettern ausgekleideten Bassin aufgenommen, welches 2 : 3 Meter Seitenlängen hat. Vom Grunde dieses Bassins steigen ununterbrochen grosse Massen von Gasblasen auf, welche aus reiner Kohlensäure bestehen. Das Wasser riecht schwach nach Schwefelwasserstoff und reagirt stark sauer; es ist farblos und klar.

Die quantitative Analyse ergab folgende Werte für 10 Liter Wasser:

Schwefelsäureanhydrid	4·200
Chlor	0·732
Schwefelwasserstoff	Spuren
Kieselsäureanhydrid	0·656
Kaliumoxyd	0·076
Natriumoxyd	0·688
Eisenoxyd	0·484
Aluminiumoxyd	0·288
Calciumoxyd	1·260
Magnesiumoxyd	0·300
Summe der festen Bestandtheile (neutrale Salze)	7·342

Säuren und Basen zu Salzen gruppirt; Werte für 10 Liter Wasser:

Saures schwefelsaures Kalium	0·214
„ „ Natrium	0·176
Schwefelsaures Eisenoxydul	0·920
„ Aluminium	0·961
„ Calcium	3·091
„ Magnesium	0·900
Chlornatrium	1·206
Kieselsäureanhydrid	0·656
Freie Schwefelsäure	0·960
Schwefelwasserstoff	Spuren

Das frei entweichende Quellgas ist reine Kohlensäure.

Diese Quelle ist unter die Vitriolquellen einzureihen, sie ist durch ihren Gehalt an Eisenvitriol, Aluminiumsulfat und die freie Schwefelsäure charakterisirt.

Obere Alaunquelle.

Dieselbe ist in der Beschaffenheit ihres Wassers der Alaunquelle sehr ähnlich, sie enthält in 10 Litern 7·25 Gramm feste Bestandtheile gelöst.

Diese Quelle ist nicht gefasst.

Várpad-Quelle.

Ein alkalisch-muriatischer, eisenreicher Säuerling; er enthält in 10 Liter Wasser:

Kohlensaures Eisenoxydul . .	0·774 Gramm
Summe der festen Bestandtheile	17·75 „

Die Quelle ist nicht gefasst.

Das frisch geschöpfte Wasser ist farblos und klar, besitzt intensiven Eisengeschmack und setzt nach längerem Stehen einen ockerigen Bodensatz ab.

Quelle unterhalb Várpad.

Ein alkalisch-muriatischer, eisenreicher Säuerling; er enthält in 10 Liter Wasser:

Kohlensaures Eisenoxydul . .	0·774 Gramm
Feste Bestandtheile	11·82 „

Die Quelle ist nicht gefasst.

Das Wasser verhält sich so wie das der Várpad-Quelle.

XXI. Einige Versuche über die Löslichkeit der Mineralien.

Von C. Doelter.

Die Vorgänge der Bildung und Umbildung der Mineralien werden hauptsächlich durch Lösungen hervorgebracht, und ist es daher von Wichtigkeit, die Löslichkeit und Zersetzbarkeit durch Agentien, deren Einwirkung wir auch bei den Vorgängen in der Natur zu vermuthen Ursache haben, kennen zu lernen. Wie aus den einschlägigen Zusammenstellungen [1]) hervorgeht, ist die Zahl der bisher ausgeführten Versuche eine geringe. Wenn wir absehen von den in Wasser löslichen Mineralien, so sind nur wenige Oxyde und Carbonate, fast gar keine Silicate in Bezug auf ihre Löslichkeit untersucht. Es wird sich daher allmählich wohl die Nothwendigkeit herausstellen, die Frage eingehend experimentell zu prüfen; die hier niedergelegten wenigen Beobachtungen können nur in einigen Punkten die bisherigen Daten ergänzen.

Es kann jedoch schon heute behauptet werden, dass vielleicht alle Mineralien, jedenfalls weitaus der grösste Theil, in Wasser und verdünnten Salzlösungen löslich ist.

Da die Löslichkeitsversuche mehr Wert in minerogenetischer als in chemischer Hinsicht besitzen, so sind Versuche mit solchen Reagentien die wichtigsten, von denen wir annehmen können, dass sie auch in der Natur vorkommen.

Eine vollständige Uebersicht derjenigen Stoffe, welche in den natürlichen Lösungen vorkommen, also eine Uebersicht derjenigen Elemente und Verbindungen, welche in Meer- und Seewasser, in Flüssen, Quellen, Thermen, Boden- und Grubenwässern etc. vorkommen, würde den Rahmen dieser kleinen Abhandlung über-

---

[1]) Vergl. Roth, Allgemeine und chemische Geologie, Bd. I, worin auch die Literatur verzeichnet ist. Besonders in Betracht kommen: G. Bischof, Chemische und allgemeine Geologie; R. Müller (Mineralogische Mittheilungen 1877); Pfaff, Geologie 1873; Daubrée, Experimental-Geologie. Lemberg, Zeitschr. d. deutschen geol. Gesellsch. 1883, 1884, 1887.

schreiten [1]), doch mögen diejenigen wichtigeren Reagentien, denen wir eine Rolle bei der Bildung und Umbildung der Mineralien zuschreiben und welche daher auch bei Versuchen über die Löslichkeit der Mineralien in erster Linie berücksichtigt werden müssen, genannt werden, da sie auch bei künftigen Versuchen in erster Linie zu berücksichtigen wären:

Wasser, Kohlensäure, Schwefelwasserstoff, kohlensaure Alkalien, die Carbonate von *Ca, Mg, Fe* etc.; die Chloride der Alkalimetalle und der alkalischen Erden; die Sulfate der genannten Metalle und andere. Daneben sind jedoch auch Reagentien von nicht zu unterschätzender Bedeutung zu erwähnen, die, nur in Spuren vorkommend, doch eine Einwirkung ausüben können, z. B. die Fluoride, vielleicht auch Borate; auch die Einwirkung von Ozon wäre denkbar.

Die hier zu erörternden Versuche wurden so ausgeführt, dass feines geschlämmtes Pulver mit Wasser oder Lösungen in verschlossenen Glasröhren, eventuell in Flintenröhren, durch mehrere Wochen erhitzt wurde, wobei die Temperatur meistens 80° betrug, während in einigen Fällen, bei Silicaten insbesondere, und zur Erzielung eines stärkeren Effectes auch höhere Temperaturgrade benützt wurden.

Was die Menge des anzuwendenden Pulvers anbelangt, so glaube ich auf Grund der gemachten Erfahrungen 0·5 Gramm als die geeignete bezeichnen zu können; sehr bedauerlich ist es, dass nicht grössere Mengen von Wasser, respective Lösung, d. h. grössere Gefässe angewandt werden konnten, da dies bei den vorhandenen Laboratoriumseinrichtungen unmöglich war.

Die Löslichkeit und Zersetzbarkeit der Mineralien hängt wesentlich ab von der Natur und Concentration des Lösungsmittels, von der bei den Versuchen angewandten Temperatur und dem Drucke, von der Beschaffenheit des Mineralpulvers, von der Menge des Lösungsmittels und von der Versuchsdauer. Da man mit verschlossenen Gefässen arbeiten muss, so ist die Menge der anzuwendenden Lösung eine beschränkte, wodurch die Genauigkeit der Bestimmung leiden muss, und ist es infolge dessen nothwendig (bei stets gleicher Menge Wasser), die Resultate in Procenten des gelösten Minerals aus-

---

[1]) Vergl. darüber Daubrée, Les eaux souterraines à l'époque actuelle. Paris 1887.

zudrücken, da Zahlen, welche ausdrücken, in wie viel Theilen Wasser das Mineral löslich wäre, hier weniger Werth haben, weil man immer nur kleine Mengen Lösungsmittel anwenden kann. Wo jedoch die letzterwähnten Zahlen eruirbar waren, wurden sie gleichfalls hinzugefügt.

Schwefelverbindungen.

I. Löslichkeit in Wasser.

Feingepulvertes und geschlämmtes Material wurde durch 4 Wochen in Glasröhren bei 80° mit destillirtem Wasser erhitzt.

Es wurden untersucht: Antimonit, Pyrit, Bleiglanz, Zinkblende, Arsenkies, Kupferkies und Bournonit.

Die Untersuchung[1]) des gelösten Theiles ergab, dass mit Ausnahme des Kupferkieses keine Zersetzung, sondern nur Lösung eintritt, das Filtrat enthält die ursprünglichen Sulfide.

Dampft man zur Trockene ein, so erhält man die amorphen Sulfide, und die Analysen zeigen, dass gleiche Mengen von Schwefel und Metall gelöst sind, so dass also $Zn\,S$, $Pb\,S$, $Fe\,S$, $Sb_2\,S_3$ gelöst wurden. Allerdings wäre es auch noch denkbar, dass die entsprechenden Sulfate in der Lösung vorhanden sind, es gelang aber bei langsamem Eindampfen nicht, dieselben zur Krystallisation zu bringen, was zu erwarten gewesen wäre, wenn Sulfate in der Lösung vorhanden gewesen wären.

Sehr bemerkenswert ist aber, dass das rückständige, ungelöste Pulver zahlreiche deutliche Krystalle von Neubildungen der betreffenden angewandten Mineralien enthält, so dass also die gelöste Menge eine weit beträchtlichere ist, als die Zahlen angeben. Nach einer approximativen Schätzung dürfte circa $^1/_8$—$^1/_{10}$ der betreffenden Pulver aus neugebildeten Krystallen bestehen, so dass also die lösende Kraft des Wassers eine sehr beträchtliche ist, dadurch aber, dass die Menge des angewandten Wassers gegenüber der des Minerals eine geringe war, circa 40—50 Cubikcentimeter Wasser bei 0·5 Gramm Pulver, wird es erklärlich, dass die gelösten Mengen

[1]) Der grösste Theil der Analysen wurde von Herrn Drd. J. Unterweissacher ausgeführt, wofür ich demselben hier meinen Dank ausspreche.

wieder zum Absatze gelangten. Wäre es möglich gewesen, den Versuch so einzurichten, dass das Mineral von fortwährend neuen Mengen Wasser bespült worden wäre, so wäre vielleicht im selben Zeitraume der grösste Theil des Pulvers in Lösung gegangen. Endlich ist noch zu bemerken, dass durch die Nothwendigkeit, den Versuch nachtsüber zu unterbrechen, eine Abkühlung stattfand, während welcher der Absatz von Neubildungen vor sich ging. Solche Temperaturschwankungen haben, wie H. St. Claire Deville[1]) gezeigt hat, günstigen Einfluss auf die Krystallbildung und hat derselbe aus amorphem Pulver, z. B. von antimoniger Säure durch Einwirkung von Wasser, dessen Temperatur zwischen 0 und 100° schwankte, Krystalle erzielt.

Meine Analysen des löslichen Theiles ergeben daher weit geringere Zahlen, als dies der Fall wäre, wenn fliessendes Wasser angewandt worden wäre, oder wenn sehr grosse Mengen ohne Temperaturunterschiede gewirkt hätten; in diesem Falle wäre die Menge der Neubildungen eine minimale gewesen. Die Versuchsdauer bei dieser Serie betrug 31 Tage.

Bleiglanz von Monte Poni: Angewandte Menge 0·5098 Gramm, gelöst 1·79 Procent, davon sind 14 Procent Schwefel, 86 Procent Blei. In 100 Theilen Wasser lösen sich 0·027 Procent Bleiglanz. Neubildung von Würfeln.

Antimonit aus Ungarn: Angewandte Menge 0·6744 Gramm. Gelöst wurden 5·01 Procent der angewandten Menge, welche im Verhältnisse von 70 *Sb* zu 30 *S* stehen; in 100 Theilen Wasser lösen sich 0·085 Procent dieses Minerales. Es bilden sich kleine lange Nadeln von Antimonit.

Pyrit von Trofaiach in Steiermark: Angewandte Menge 0·495 Gramm, davon gelöst 2·99 Procent. In 100 Theilen Wasser lösen sich 0·10 Procent Pyrit. Verhältnis von *S* : *Fe* ungefähr wie in dem Mineral. Es wurden Neubildungen von Würfeln beobachtet.

Zinkblende aus Spanien: Angewandt 0·555 Gramm, gelöst nach 30 Tagen 0·025 Procent; in 100 Theilen Wasser lösen sich 0·048 Procent; der lösliche Theil besteht wieder aus Schwefelzink. Neubildungen konnten mit Sicherheit nicht beobachtet werden.

Kupferkies von Kupferberg: Angewandte Menge 0·5113 Gramm. Hier wurde nur der Eisengehalt bestimmt, da der Kupfergehalt so

[1]) Fouqué und M. Lévy, Synthèse des minéraux.

gering war, dass er bei der Reaction mit Ammoniak nur eine schwache Spur ergab; die gelöste Menge von Eisen betrug 0·1669 Procent der angewandten Menge. Es tritt somit hier keine gleichmässige Lösung auf. Deutliche Neubildungen von Kupferkies (Sphenoide, etwas abgerundet) waren zu beobachten.

Arsenkies von Altenberg: Angewandte Menge 0·549 Gramm; gelöst 1·5 Procent; darin $Fe : S = 2 : 1$; berechnet auf 100 Theile Wasser: 0·021 Procent gelöst.

Bournonit von Neudorf (Harz): Versuchsdauer 32 Tage; angewandte Menge 0·5754 Gramm; gelöst $Pb = 0·00493$, $Cu = 0·0016$, $Sb = 0·003$, $S = 0·00240$ Gramm; Summe in Procenten 2·075 des angewandten Pulvers, in 100 Theilen Wasser 0·03 Procent. Die Zusammensetzung des löslichen Theiles (1), verglichen mit dem Bournonit (2), ist nach der Untersuchung des Herrn J. Unterweissacher folgende:

	1	2
Pb	42·5	41·28
Cu	13·1	13·40
Sb	24·6	25·20
S	19·8	20·12
	100·0	100·00

Demnach hat auch hier nur Lösung und nicht Zersetzung stattgefunden.

2. Löslichkeit in Schwefelnatrium.

Auf ähnliche Art wie bei den eben angeführten Versuchen und mit denselben Mineralien wurde diese Versuchsreihe ausgeführt. Angewandt wurden wiederum feine, geschlemmte Pulver, und zwar 1 Gramm; die Flüssigkeitsmenge betrug meistens 40—50 Cubikcentimeter. Auch hier haben sich Neubildungen, oft schon mit freiem Auge sichtbare Krystalle gezeigt.

Bei der Analyse des löslichen Theiles konnte natürlich der Schwefel nicht bestimmt werden und musste daher berechnet werden. Die Versuchsdauer betrug 24 Tage, Temperatur 80°.

Bleiglanz von Monte Poni: Angewandte Menge 1·278 Gramm; gelöst 2·3 Procent. Deutliche Neubildungen von Bleiglanzwürfel.

Antimonit: Dieses Mineral zeigt ein merkwürdiges Verhalten, indem es bereits bei gewöhnlicher Temperatur ganz gelöst wurde; es entsteht eine braune Flüssigkeit, keine Neubildungen.

Pyrit von Trofaiach: Angewandt 1·017 Gramm; gelöst *Fe* 5·03, daher berechnet 10·6 Procent. Deutliche Neubildungen (Würfel).

Zinkblende aus Spanien: Angewandt 1·0315 Gramm; gelöst davon *Zn* 0·42, was ungefähr 0·62 Procent Zinkblende ergeben würde; es entspräche dies auf 100 Theile Wasser 1·5 Procent. Neubildungen sind selten, doch konnte ein Tetraëder constatirt werden; möglicherweise sind einzelne beobachtete Krystalle von tafelförmigem hexagonalen Typus Wurtzit.

Bournonit: Dieser Versuch war besonders durch die Neubildungen von Bournonitkrystallen interessant; meistens sind es Tafeln von charakteristischer bleigrauer Farbe, matt; Krystallform: vorherrschend die Basis mit Brachy- und Makrodomen, dazu die Pyramide. Der Durchschnitt der Krystalle ist sechsseitig. Endlich konnten aber mehrere deutliche Zwillingskrystalle, ganz entsprechend dem sogenannten Rädelerz, beobachtet werden, mit charakteristischen einspringenden Winkeln. Ausser Bournonit können Bleiglanzwürfel, Antimonit beobachtet werden. Angewandt wurden 1·0815 Gramm, gelöst in Procenten *Pb* 1·51, *Cu* 0·462, *Sb* 0·88. Der lösliche Theil entspricht demnach dem Mineral insofern, als die Zusammensetzung nicht sehr von der des letzteren abweicht. Man kann daher die Menge des gelösten Bournonit auf circa 3·9 Procent berechnen; in 100 Theilen Schwefelnatriumwasser 0·1 Procent, also weit weniger, als bei den bisher betrachteten Mineralien.

Arsenkies: Angewandt 1·0745; gelöst 3·2 Procent Eisen. Auch hier Bildung von kleinen charakteristischen Krystallen (Prisma, Doma).

Kupferkies: Häufig deutliche Neubildungen, zwei Sphenoiden entsprechend, die Kanten oft abgerundet. Gelöst wurden *Fe* 0·11 Procent.

Oxyde.

Die Versuche erfolgten in Glasröhren bei derselben Temperatur und unter denselben Bedingungen wie bei den Sulfiden, in einigen Fällen wurden Eisenröhren angewandt.

Hämatit: *a)* In Wasser wurden gelöst (Bestimmung des Eisens durch Titriren mit Chamäleon) nach 22tägiger Behandlung: 6·295 Procent der Gesammtmenge des Hämatits, was ungefähr in 100 Theilen Wasser 0·13 Hämatit entsprechen würde. *b)* In, bei 14°

gesättigter *Na Cl*-Lösung wurden nur 2·74 Procent $Fe_2 O_3$ constatirt. Versuchsdauer 23 Tage. *c)* In 10procentiger Lösung von kohlensaurem Natron wurden gelöst: 1·987 Procent bei Anwendung von 0·7698 Gramm Pulver (Versuchsdauer 26 Tage, Temperatur 80°). Bei *b)* und auch bei *a)* wurden Hämatit-Neubildungen constatirt: kleine, hexagonale Tafeln.

Zinnstein von Schlaggenwald: *a)* In destillirtem Wasser, Temperatur 80°, Versuchsdauer 22 Tage. Von 0·7084 Gramm Zinnstein wurden gelöst 0·02363 $Sn O_2$, mithin 3·335 Procent der angewandten Menge oder auf 100 Theile Wasser berechnet 0·0674 Procent. *b)* In Fluornatrium hältigem Wasser wird die Löslichkeit bedeutend erhöht; sie betrug 4·24 Procent der angewandten Menge; auf 100 Theile Wasser berechnet 0·08 Procent. Versuchsdauer 20 Tage. Bei letzterem Versuche konnten unter dem Mikroskope einige neugebildete Krystalle, Prisma mit Pyramide, beobachtet werden.

Rutil von Chiusella bei Traversella: *a)* in destillirtem Wasser wurden gelöst: (Versuchsdauer 22 Tage) 6·98 Procent der angewandten Menge bei Anwendung von 0·508 Gramm Pulver; in Procenten ausgedrückt lösen 100 Theile Wasser 0·10 Procent. *b)* In Fluornatrium hältigem Wasser, wobei auf 80 Gramm Wasser 4·383 Gramm *Na F* zugesetzt waren und die Temperatur durch 34 Tage auf 145° gesteigert wurde, waren gelöst: $Ti O_2$ 6·544 Procent der angewandten Menge von 2·1915 Gramm, demnach in 100 Theilen Wasser 0·18 Procent. In beiden Fällen waren kleine neugebildete Krystalle, allerdings sehr spärlich, unter dem Mikroskope zu constatiren, dieselben zeigen prismatischen Habitus und wurden Prismen mit Pyramiden constatirt. $\infty P \infty \,.\, \infty P . P$. Sie sind von braungelber bis rothbrauner Farbe, zeigen metallartigen Diamantglanz, die Kanten waren, insbesondere bei *b)*, stark abgerundet; sie polarisiren lebhaft und und löschen gerade aus. Der Einfluss des Fluornatriums scheint besonders ein auf die Krystallisation wirkender zu sein.

Silicate.

Ich habe verhältnismässig nur wenig Versuche anstellen können und dazu solche Mineralien ausgesucht, bei welchen mit einiger Wahrscheinlichkeit ein Resultat zu erwarten war, nämlich Nephelin, Anorthit, dann einige Zeolithe: Chabasit, Heulandit, Natrolith, Skolezit, Apophyllit. Lemberg hat bekanntlich in zahlreichen Ab-

handlungen über die Einwirkung von Lösungen auf Silicate berichtet, jedoch mehr die Umwandlungen derselben untersucht, während der Natur der Sache nach, in dieser Arbeit die Untersuchung des löslichen Theiles als Hauptaufgabe erschien.

Die Versuche wurden in Flintenläufen, theilweise auch in einer mit Silber gefütterten, eisernen Röhre angestellt, die Temperatur war je nach der Ausführungsart der Versuche 80—150°.

Anorthit vom Vesuv: *a)* In destillirtem Wasser durch circa 3 Wochen bei einer Temperatur von 80° behandelt, wurden deutliche Mengen von SiO_2, CaO, sowie geringe Spur von Thonerde constatirt, doch war es bei der angewandten Menge von 0·91 Gramm nicht möglich, alle Mengen zu bestimmen, da nur die Kieselsäure wägbar erschien; dieselbe ergibt 0·03 Procent. Versuchsdauer 30 Tage. *b)* In 10procentiger Lösung von kohlensaurem Natron; angewandt 0·380 Gramm; gelöst 0·011 SiO_2, 0·02 Al_2O_3 und 0·046 CaO, was 3·1 Procent Kieselsäure, 5·26 Thonerde und 12·1 Kalkerde ergibt; demnach ist insbesondere letztere extrahirt worden. Die Summe der gelösten Bestandtheile ist somit 20·7 Procent. (Versuchsdauer 4 Wochen, Temperatur 180°.)

Löslichkeit des Nephelin in flüssiger Kohlensäure.

Nephelin vom Vesuv: Von dem angewandten feinen Pulver, 2·157 Gramm, waren gelöst nach 20tägiger Versuchsdauer (Temperatur 28° C.): 0·2049 Gramm oder 9·496 Procent; davon waren:

0·07433	SiO_2	oder	36·279%
0·01023	Al_2O_3	„	4·993 „
Spur	Fe_2O_3	„	Spur
0·06505	CaO	„	31·750 „
0·02062	K_2O	„	10·064 „
0·03465	Na_2O	„	16·912 „

Es fällt sofort die grosse Kalkmenge auf, während sehr wenig Thonerde gelöst ist. Die Zusammensetzung des Nephelin vom Vesuv ist nach Scheerer (Rammelsberg, Lehrbuch d. chem. Miner. 1875, II. Aufl., pag. 446):

SiO_2	44·04
Al_2O_3	34·06
Fe_2O_3	0·44
CaO	2·01
K_2O	4·52
Na_2O	15·91
Wasser	0·21
	101·19

In 2·157 Gramm Nephelin sind nach dieser Zusammensetzung circa 0·0435 CaO enthalten, also weniger als die lösliche Menge aufwies; es war also in dem untersuchten Nephelin entweder noch mehr Kalkerde enthalten oder er enthielt etwas $CaCO_3$ beigemengt. In jedem Falle ist der ganze Kalkgehalt extrahirt worden. Ebenso berechnet sich bezüglich des Kali aus 2·157 Gramm die ursprüngliche Menge auf 0·097, welche also nur theilweise extrahirt wurden; verhältnismässig sehr gering ist die ausgelaugte Thonerdemenge, während die des Natrons dem percentualen Verhältnisse entspricht, die der Kieselsäure etwas niedriger ist.

Das ursprüngliche Mineral muss demnach eine Veränderung derart erfahren haben, dass es viel mehr Thonerde, dagegen nur sehr wenig Kali und keinen Kalk mehr enthält. Unter dem Mikroskope erscheinen in dem Pulver viele ungelöst gebliebene Nepheline, dagegen auch Neubildungen, kleine Säulen, die gerade auslöschen, welche aber nicht mit Sicherheit mit einem bekannten Mineral identificirt werden konnten; sie zeigen blaugraue Interferenzfarben, vielleicht liegt Natrolith vor.

Natrolith: *a)* In destillirtem Wasser erfolgte theilweise Lösung. Die Gesammtmenge des Gelösten bei 0·352 Gramm betrug nach 14 Tagen 0·074 Gramm. Davon waren gelöst 18·6 SiO_2, 1·42 CaO, während die Menge von Thonerde zu klein war, um quantitativ bestimmt zu werden, demnach besteht der lösliche Theil überwiegend aus Kieselsäure. *b)* Mit 10procentiger Lösung von kohlensaurem Natron durch 14 Tage behandelt, waren gelöst circa 25 Procent der Gesammtmenge; der lösliche Theil besteht aus 89·2 Procent SiO_2, 1·9 Procent CaO und 8·9 Procent Al_2O_3. *c)* Natrolith von Oberschaffhausen: Mit kohlensäurehaltigem Wasser bei 120° durch 24 Tage in einer Eisenröhre erhitzt, wurden von 1·517 Gramm Natrolith gelöst: 9 Procent, welche bestehen aus Kieselsäure, Thonerde und einer Spur von Kalkerde, das Verhältnis dieser Gemengtheile ist wie 10 : 7·4 : 1. Demnach ist hier, wie die mikroskopische Untersuchung lehrt, der geringe CaO-Gehalt zu Calcit umgesetzt worden.

Chabasit von Aussig: *a)* Mit kohlensäurehaltigem Wasser wurden nach 14 Tagen bei einer Temperatur von circa 130° gelöst: 2·2 Procent. Das Verhältnis der Bestandtheile des löslichen Theiles war $SiO_2 : Al_2O_3 : CaO = 1 : 0 : 1·571$. *b)* Mit 10procentiger Lösung von

kohlensaurem Natron; Temperatur 80°, Versuchsdauer 14 Tage. Gelöst wurden 3·42 Procent SiO_2, 1·59 CaO und eine kleine, nicht bestimmbare Menge von Thonerde, zusammen circa 5·01 Procent. *c)* Mit flüssiger Kohlensäure [1]) waren die Resultate ganz andere; es waren 14·403 Procent gelöst, welche aus 44·1 SiO_2, 17·5 Al_2O_3 und 38·4 CaO bestehen.

Heulandit von Island. *a)* In destillirtem Wasser. Deutliche Spuren von Kieselsäure, Thonerde und Kalkerde. *b)* In kohlensaurem Natron (10procentige Lösung). Temperatur 80°, Versuchsdauer 14 Tage. Löslicher Theil 4·2 Procent der Gesammtmenge. Derselbe besteht aus 67 Procent SiO_2, 5·9 Procent Al_2O_3 und 22·1 Procent CaO. *c)* In kohlensäurehältigem Wasser. Temperatur 120°, Versuchsdauer 20 Tage. Der lösliche Theil beträgt 3·9 Procent der Gesammtmenge. Das Verhältnis der Kieselsäure, Thonerde und Kalkerde ist 62·08 Procent SiO_2, 25 Procent Al_2O_3 und 12·2 Procent CaO.

Skolezit. *a)* In kohlensäurehaltigem Wasser löslich, die Mengen der einzelnen Bestandtheile wurden nicht bestimmt. *b)* In 10procentiger Lösung von kohlensaurem Natron (Temperatur 90°). Summe des gelösten Theiles 33·89 Procent. In demselben wurden bestimmt: Kieselsäure 37·2 Procent, Thonerde 4·8 Procent und Kalkerde 8·6 Procent; es wurde also weniger Thonerde und Kalk, dagegen mehr Kieselsäure extrahirt, als in dem ursprünglichen Mineral, da in letzterem das Verhältnis zur Summe der beiden übrigen Bestandtheile wie 1 : 1 ist.

Apophyllit von Fassa. *a)* In destillirtem Wasser deutliche Spuren von SiO_2 und CaO nach 14 Tagen (Temperatur 90°). *b)* In kohlensäurehaltigem Wasser; Temperatur 120°, Versuchsdauer 21 Tage. Summe des löslichen Theiles 2·98 Procent. Derselbe enthält 64·2 Procent SiO_2, der Rest besteht aus Kalkerde mit einer kleinen, nicht bestimmbaren Menge Kali.

Gold.

Das Vorkommen des Goldes macht es wahrscheinlich, dass dieses Element aus Lösungen zum Absatz gekommen ist; wir können nun allerdings annehmen, dass Gold-Verbindungen reducirt wurden, insbesondere, dass bei jenen Vorkommen, welche in Gemeinschaft

[1]) C. Doelter, Ueber die künstliche Darstellung und Constitution einiger Zeolithe. N. Jahrb. f. Min. 1890, I, 125.

mit Pyrit vorkommen, der Eisenvitriol Anlass zur Fällung des Goldes gegeben hat; bei den so häufigen Vorkommnissen des Goldes, bei welchen dasselbe mit Quarz zusammen auftritt, dürften kohlensaure Alkalien als Lösungsmittel fungirt haben.

Bereits H. Wurtz und T. Egleston haben daher Versuche angestellt, um Absätze aus gediegen Gold aus Lösungen herzustellen [1]).

Egleston [2]) hat insbesondere Chlornatrium mit Salpetersäure, schwefelsaures Ammon und Salmiak, Chlorkalium, Bromkalium bei 150—200° auf Gold einwirken lassen, es ergab sich Goldreaction; ebenso bei salpetersaurem Ammon mit Salmiak. Schwefelnatrium, Chlormagnesium, schwefelsaures Natron, übermangansaures Kali blieben ohne Einfluss. Egleston vermuthet, dass sich bei obigen Versuchen freies Chlor entwickelte, welches auf das Gold lösend wirkt.

Bei meinen Versuchen sollte nur Wasser auf Salzlösungen einwirken, und die Entwicklung von Chlor ausgeschlossen sein, da es sich um Versuche der Löslichkeit handeln sollte. Bei einem ersten Versuche war eine 10procentige Lösung von kohlensaurem Natron angewandt worden, und das Gold in verschlossener Röhre bei 200—250° durch 47 Tage (à 12 Stunden) erhitzt worden. Angewandt wurden 0·4362 Gramm, davon gelöst 0·0053 Gramm, daher 1·22 Procent gelöst.

Bei einem zweiten Versuch wurden in verschlossener Eisenröhre 0·2667 Gramm Gold mit 125 Gramm kohlensäurehaltigem Wasser, welches 10 Gramm kohlensaures Natron und circa 4 Gramm Natronsilicat enthielt, durch 45 Tage bei 250° erhitzt. Gelöst wurden 0·101 Procent.

Hier liessen sich jedoch kleine winzige Goldkryställchen, welche aller Wahrscheinlichkeit nach Neubildungen waren, unter dem Mikroskope constatiren. Ausserdem hatte sich Kieselsäure ausgeschieden; dieselbe ist zum grössten Theil wasserhaltige Kieselsäure und hat hyalitähnliche, traubige Formen; es finden sich auch einige Quarze vor, welche Krystallaggregate bilden. Die Krystalle haben weniger säulenförmigen als pyramidalen Habitus, doch konnten nur wenig deutliche Krystalle beobachtet werden.

---

[1]) Siehe Cohen, Ueber die Entstehung des Seifengoldes. Mitth. d. naturw. Vereines für Neu-Vorpommern etc. 1887, woselbst Literaturverzeichnis H. Wurtz, Amer. Journ. 1858, 26; Egleston, Trans. of Americ. Instit. of Mining Eng. 1880, VIII, pag. 455.

[2]) Siehe auch v. Foullon, Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1881.

Reactionen einiger Mineralpulver.

Die Versuche wurden von Herrn J. Unterweissacher in derselben Weise, wie sie zuerst A. Kenngott angestellt hatte, durchgeführt, und zeigen die geschlemmten Mineralpulver in wässeriger Lösung, nach kurzer Zeit, bei gewöhnlicher Temperatur folgende Reactionen:

Zinkblende (Spanien) stark alkalisch,
Bleiglanz (Monte Poni) „ „
Pyrit (Trofaiach) schwach sauer,
Arsenkies (Altenberg) stark alkalisch,
Antimonit (Ungarn) alkalisch,
Kupferkies (Kupferberg) stark alkalisch,
Bournonit (Neudorf) schwach alkalisch,
Zinnstein (Schlaggenwald) „ „
Rutil (Traversella) „ „
Hämatit „ „

Resultate.

Die untersuchten Mineralien, Sulfide, Sulfosalze, Oxyde und Silicate sind in destillirtem Wasser nach längerer Einwirkung in kleinen Mengen löslich; bei den ersteren zwei Gruppen erhöht Schwefelnatrium bedeutend die Löslichkeit, bei Oxyden wird dieselbe durch Fluornatrium erhöht, kohlensaures Natron scheint keinen grossen Einfluss auszuüben.

Kohlensäurehaltiges Wasser wirkt stärker ein als destillirtes und löst beträchtliche Mengen, durch kohlensaures Natron wird eine erhebliche Zersetzbarkeit der Silicate herbeigeführt. Auch flüssige Kohlensäure führt bei niedriger Temperatur eine bedeutende Zersetzung herbei.

Destillirtes Wasser wirkt meist nur lösend, die übrigen Agentien führen Zersetzungen herbei, es hat der lösliche Theil nicht die Zusammensetzung des ursprünglichen Minerals. Auch Gold ist in kohlensaurem Natron und in kieselsaurem Natron in kleinen Mengen bei höherer Temperatur löslich.

XXII. Natürliche Aetzung an Topaskrystallen von San Luis Potosi in Mexico.

Von **A. Pelikan.**

(Mit Tafel VI.)

Die erste Angabe über natürlich geätzte Topaskrystalle rührt von Websky her (N. Jahrb. f. Min. 1878, pag. 40). Seither wurde das Vorkommen natürlicher Aetzung an diesem Minerale wiederholt beobachtet, ohne dass jedoch Messungen an den Aetzfiguren vorgenommen worden wären.

Zur Grundlage der folgenden Untersuchung diente eine grössere Anzahl von Topaskrystallen der oben genannten Localität, welche Herr Hofrath Tschermak im verflossenen Jahre für das mineralogisch-petrographische Institut der Wiener Universität erwarb.[1])

Die untersuchten Krystalle waren theils wasserhell, theils röthlich oder schwach rauchbraun gefärbt. Ihre Dimensionen waren im Mittel: 5 Millimeter in der Richtung der *b*-Axe, 8 Millimeter in der Richtung der *c*-Axe.

Die den Habitus bestimmenden Formen waren folgende:

o (111), *u* (112), *i* (113), *M* (110), *l* (120), *y* (021), *f* (011), *d* (101), *b* (010) und *c* (001).

Bezüglich der Beschaffenheit der Flächen ist zu erwähnen, dass die Prismen *M* und *l* zuweilen vollkommen glatte, lebhaft glänzende Flächen besitzen; seltener trifft man die Pyramiden- und Domenflächen in gleich guter Ausbildung; besonders die ersteren sind fast stets rauh. Häufig erscheinen die Flächen des Prismas *M* gebrochen, wie dies die Fig. 1 veranschaulicht.

An dem daselbst dargestellten Krystalle besteht die Fläche 110 aus 3 Theilen (1, 2, 3), von denen 1 und 3 nahezu in einer Ebene liegen; 2 weicht aus derselben um wenige Minuten ab und zwar so, dass 1 und 2 eine ausspringende, 2 und 3 eine einspringende Kante bilden. Die Schnittlinien (1, 2) und (2, 3) sind nicht parallel. Die Fläche $1\bar{1}0$ zeigt einen anderen Bau. An ihrer Zusammen-

[1]) Zwei Krystalle desselben Fundortes wurden mir von meinem Freunde Dr. Schmarda zur Untersuchung anvertraut, wofür ich ihm hiermit danke.

setzung nehmen 4 Stücke Theil, siehe Fig. 2, welche als flache, vierseitige Pyramide der Hauptfläche aufgesetzt sind.

Zuweilen sind alle Flächen von *M* mit solchen Pyramiden besetzt, welche dann sehr klein sind und in grosser Zahl auftreten. Sie tragen in diesem Falle den Charakter von Subindividuen. [1])

Die Pyramide *o* zeigt an einem Krystalle die Erscheinung stärkeren Wachsthums an den Kanten, so dass die eigentlichen Flächen tiefer liegen als die vorspringenden Randleisten.

Alle übrigen Erscheinungen der Oberflächensculptur gehören dem Gebiete der Aetzung an, der nahezu die Hälfte aller untersuchten Krystalle unterworfen waren. Der Grad der Aetzung war ein verschiedener; oft zeigten sich auf einer Fläche nur wenige Aetzfiguren, oft war der ganze Krystall von solchen bedeckt. Auffallend ist das verschiedene Verhalten von Flächen derselben Gestalt, indem beispielsweise die Fläche (021) nur wenige grosse, $(0\bar{2}1)$ dagegen zahlreiche kleinere Aetzfiguren trägt. Dasselbe ist bei den Flächen des Prismas *M* der Fall. Die Fig. 2 deutet diesen Unterschied an. Es mag hier auf das im Vorstehenden erwähnte Verhalten der Prismenflächen in Bezug auf die Vicinalflächen hingewiesen werden.

Die Beobachtungen wurden mit Hilfe eines Fuess'schen Horizontal-Goniometers (Modell II) ausgeführt, da für derartige Untersuchungen die Möglichkeit, den Incidenzwinkel beliebig verändern zu können, eine unerlässliche Bedingung ist (Websky, Ueber die Lichtreflexe schmaler Krystallflächen. Zeitschr. f. Kryst. III, 241).

Die angeführten Werte sind stets Mittelwerte aus 10 Ablesungen. Es wurden die Aetzfiguren beobachtet, welche auf *o*, *M*, *l*, *y*, *c* und *d* vorkommen. Alle beobachteten Aetzfiguren sind Aetzgrübchen.

Aetzfiguren auf *o* = (111).

Die Form der Aetzfiguren auf *o* beschreibt Websky (a. a. O.) folgendermaassen: „Die Aetzeindrücke der Flächen *o* haben die Form von kleinen Dreiecken. Zwei Seiten der Dreiecke sind geradlinig und parallel den Kanten *o* : *M* und *o* : *d*, die dritte Seite ist gerundet.“

---

[1]) Eine Beziehung der Aetzfiguren zu den Vicinalflächen war nicht nachweisbar.

Hier wäre nur noch hinzuzufügen, dass die krumme Seite dort, wo sie sich mit den beiden geraden Seiten vereinigt, auf eine kurze Strecke hin selbst einen geraden Verlauf annimmt, so dass man also richtiger sagen kann, der Umriss der Aetzfigur sei ein Viereck, dessen eine Ecke abgerundet ist. Diesen Charakter verräth auch die Lichtfigur, welche in Fig. 3 dargestellt ist. Den Grund des Grübchens nimmt eine zu *o* parallele Fläche ein. An den Böschungen treten zahlreiche, gegeneinander nur wenig geneigte Flächenelemente auf.

Den besten Aufschluss über die Beschaffenheit der Aetzgrübchen gibt uns die Lichtfigur.

Von dem Centralreflexe gehen acht Strahlen aus; die in denselben befindlichen Culminationen bezeichnen die Lage der Aetzflächen. In der nun folgenden Tabelle sind die Ergebnisse der angestellten Messungen mitgetheilt. Es bedeutet δ den gemessenen Abstand des zu bestimmenden Reflexes (z. B. γ_{III}) vom Horizontalfaden[1]), ε_0 den Abstand zwischen dem Centralreflexe und dem Fusspunkte des durch γ_{III} gelegten, auf der eingestellten Zone [111, $\bar{1}$11] senkrechten Bogens; η ist der zu δ gehörige wahre verticale Bogenabstand der Fläche γ_{III} von der justirten Zone und unter ε endlich sind die corrigirten ε_0 angeführt.[2])

Lichtfigur auf 111.

Strahl	Culmination	ε_0	δ	ε	η
I	α	0° 11′ 58″	0° 19′ 04″	0° 12′	0° 13′ 28″
	β	0° 26′ 06″	0° 38′ 04″	0° 26′ 12″	0° 26′ 55″
	γ	0° 42′ 14″	?	—	—
	δ	0° 56′ 08″	1° 26′ 59″	0° 56′ 41″	1° 01′ 30″
II	α	0° 0′ 43″	0° 41′ 41″	0° 00′ 35·5″	0° 29′ 28″
III	α	0° 14′ 18″	0° 24′ 01″	0° 14′ 16″	0° 16′ 58″
	β	0° 36′ 24″	1° 03′ 18″	0° 36′ 07″	0° 44′ 45″
	γ	0° 58′ 16″	1° 28′ 34″	0° 57′ 42″	1° 02′ 37″
	δ	1° 12′ 06″	2° 06′ 02″	1° 10′ 57″	1° 29′ 06″

Die Strahlen IV und V sind zwar vorhanden, besitzen aber keine Culmination; die Strahlen VI bis VIII fehlen ganz.

---

[1]) Diese Messung wurde nach der von Websky (Zeitschr. f. Kryst. IV, 568) angegebenen Methode mit Hilfe des um 45° gedrehten Fadenkreuzes im Beobachtungsfernrohre vorgenommen.

[2]) Becke, Aetzversuche am Pyrit. Diese Mittheil. Bd. VIII, pag. 244.

Lichtfigur auf $\bar{1}11$.

Strahl	Culmination	ε_0	δ	ε	η
II	α	0° 01′ 27″	0° 36′ 35″	0° 01′ 33″	0° 25′ 52″
	β	0° 01′ 30″	1° 01′ 17″	0° 01′ 50″	0° 43′ 20″
III	β	0° 26′ 20″	0° 52′ 48″	0° 26′ 32″	0° 37′ 20″
	γ	0° 49′ 31″	1° 26′ 06″	0° 50′ 03″	1° 00′ 52″
	δ	1° 12′ 28″	2° 08′ 11″	1° 12′ 40″	1° 30′ 38″
IV	α	0° 53′ 53″	1° 34′ 19″	0° 54′ 32″	1° 06′ 41″
V	α	0° 13′ 19″	0° 20′ 49″	0° 13′ 17″	0° 14′ 43″
VI	α	5° 10′ 07″	2° 31′ 58″	5° 08′ 30″	1° 47′ 30″
	β	6° 31′ 32″	Konnte nicht gemessen werden	—	—
VII[1])	α	5° 01′ 25″	—	5° 01′ 25″	—
	β	5° 21′ 35″	—	5° 21′ 35″	—
	γ	6° 13′ 02″	—	6° 13′ 02″	—

Strahl I weist keine Culmination auf, ebenso VIII.

Aus ε und η wurde der Winkel W gerechnet, welchen die Aetzzone mit der eingestellten Zone in o einschliesst. Die Rechnung wurde für jedes Lichtbild separat durchgeführt; auch wurde für alle Culminationen eines Strahles das W berechnet; aus den so erhaltenen Werten wurde das arithmetische Mittel genommen. In gleicher Weise wurde verfahren, um die Normalenabstände der Aetzflächen von o — also die Abstände der Culminationen in der Aetzzone von o — zu finden.

Die Culminationen des Strahles VII wurden als in der eingestellten Zone [111, $\bar{1}11$] liegend betrachtet, da ihre Abweichungen von derselben sehr gering sind. Derartige kleine Abweichungen kommen fast bei allen Aetzflächen vor, wie später noch gezeigt werden wird.

Die folgende Tabelle enthält die Mittelwerte der Winkel W nebst jenen der Normalenabstände; in der letzten Columne endlich sind die gerechneten Zeichen angeführt. Wo letztere zweizifferig sind, ist der letzte Index = 1 zu ergänzen.[2])

Der Rechnung wurde das Axenverhältnis 0·5291 : 1 : 0·9552 zu Grunde gelegt. Dasselbe ist aus dem Axenverhältnis 0·5291 : 1 : 1·4328 abgeleitet, welches Bücking für den Topas dieses Fundortes auf-

[1]) Strahl VII weicht um ein Geringes von der eingestellten Zone und zwar gegen 001 hin, ab.

[2]) Siehe Goldschmidt, Index, Einleitung.

gestellt hat.[1]) Doch muss bemerkt werden, dass die Winkel gleicher Formen an verschiedenen Individuen nicht völlig gleich sind. Die Schwankungen betragen zuweilen mehrere Minuten.

Strahl	Winkel W	Cul-mination	Normalenabstand	Zeichen $(p\,q)$
I	47° 08′ 11″	α_I	0° 18′	(0·986 . 0·987)
		β_I	0° 37′ 37″	(0·972 . 0·973)
		δ_I	1° 23′ 37″	(0·940 . 0·943)
II	88° 15′ 20″	α_{II}	0° 27′ 43″	(0·987 . 0·973)
		β_{II}	0° 43′ 20″	(0·981 . 0·959)
III	51° 11′ 15″	α_{III}	0° 22′ 15″	(1 . 0·982)
		β_{III}	0° 51′ 20″	(1 . 0·961)
		γ_{III}	1° 22′ 35″	(1·002 . 0·939)
		δ_{III}	1° 54′ 56″	(1·002 . 0·915)
IV	50° 43′ 43″	α_{IV}	1° 26′ 10″	(1·066 . 1·066)
V	48° 15′ 45″	α_V	0° 19′ 43″	(1 . 1·014)
VI	19° 14′ 30″	α_{VI}	5° 26′ 40″	(0·871 . 1·096)
VII	—	α_{VII}	5° 01′ 25″	(0·837 . 1)
		β_{VII}	5° 21′ 35″	(0·826 . 1)
		γ_{VII}	6° 13′ 02″	(0·802 . 1)

Eine Darstellung des Lichtbildes in gnomonischer Projection ergibt folgende Beziehungen, die sich auch durch die Rechnung controliren lassen.

Strahl I fällt fast mit der Zone $[oc]$ zusammen. Der Winkel der Zone oc mit der Zone $[111 . \bar{1}11]$ beträgt 50° 16′ 13″; die Differenz zwischen diesem Werte und dem berechneten beträgt also circa 3°. Da sich die aus den Messungen abgeleiteten Werte zwischen 45° 46′ und 48° 17′ bewegen, so kann man füglich annehmen, dass die sich ergebende Differenz nicht auf die Rechnung von Beobachtungsfehlern zu setzen ist, sondern als ein Ausdruck der Structurverhältnisse betrachtet werden muss.

Strahl II führt über das Makrodoma (7 . 0 . 13), das ziemlich genau der Form $p = (102)$ Breithaupt's entspricht.

Strahl III. Die beiden Zonen $[of]$ und $[od]$ schliessen in o einen Winkel von 52° 49′ 40″ ein. Das Mittel aus den sieben berechneten Werten, welche zwischen 47° 20′ und 54° 36′ liegen, ist 51° 11′ 15″.

[1]) Zeitschr. f. Kryst. Bd. XII, pag. 426. — Bücking hat die Grünhut'sche Aufstellung (Z. f. Kr. IX, 113) beibehalten. Dieselbe erweist sich aber als unzweckmässig. Hier wurde die ältere Bezeichnung gewählt, bei welcher $o = (111)$ ist. Siehe die Bemerkung Hintzes im Handb. d. Min. Lief. 1, pag. 105.

Die Differenz zwischen Messung und Rechnung beträgt 1° 38′ 23″. Die Uebereinstimmung der Aetzzone mit der Zone [*od*] ist also erwiesen.

Strahl IV fällt genau mit der Zone [*oM*] zusammen.

Strahl V besitzt zwar nur eine verschwommene Culmination, die noch dazu sehr nahe am Centralreflexe liegt, so dass die Messung ziemlich unsichere Resultate verheisst. Nichtsdestoweniger ist aber eine Beziehung zur Zone [*dob*] unverkennbar; der aus der Messung des Lichtbildes sich ergebende Winkel der beiden Zonen [*ao*] und [*ob*] weicht von dem wahren Winkel um 4° ab; dieser Betrag ist bei dem oben angedeuteten Thatbestande als gering zu betrachten.

Strahl VI. Gnomonische Projection und Zonenformel ergeben in übereinstimmender Weise, dass die durch diesen Strahl repräsentirte Zone über das Brachydoma (074) geht. Diese Form ist bis jetzt noch nicht beobachtet worden. Ihr nahe steht das f = (053) Grünhut's.

Strahl VII fällt mit der Zone [*of*] zusammen.

Strahl VIII besitzt einer Schätzung zufolge dieselbe Neigung gegen die Zone wie VI. Unter dieser Annahme erhält man für das gesuchte Brachydoma das Zeichen (035) = (0.9.15). Diese nicht beobachtete Form steht dem X = (023) = (0.10.15) Roses am nächsten.

Wenn wir die Ergebnisse der Untersuchung zusammenfassen, so ergibt sich Folgendes: Die ausgeprägtesten Strahlen der Lichtfigur (I, III, IV und VII) fallen theils mit wichtigen Zonen zusammen, theils nähern sie sich solchen bis auf sehr geringe Differenzen. Unter den untergeordneten Strahlen liegt V ebenfalls in einer Hauptzone, während bei den übrigen Beziehungen zu Zonen zweiten Ranges nachweisbar sind.

Aetzfigur auf *M* = (110).

Die Aetzfigur auf *M* besitzt einen fast quadratischen Umriss, dessen Seite den Kanten *Ml* beziehungsweise *Mo* parallel sind. Von den Seiten dieses Rechteckes fallen nach einwärts zu Flächen ab, und zwar von der der Kante [110 . 1$\bar{1}$0] zugewendeten verticalen Seiten zwei, von der Gegenseite drei; von den horizontalen Seiten je zwei. An der Bildung eines solchen Grübchens sind also zwei Prismen betheiligt, deren vordere Kante schärfer ist als bei *M*, ferner drei Prismen mit stumpferer Vorderkante, und endlich zwei

Pyramiden der Grundreihe. Diese Ausbildung der Aetzgrübchen ist jedoch keinesfalls die ausschliessliche. Es kommen an anderen Krystallen einfachere, oft nur aus einer Pyramide und zwei Prismen bestehende Aetzfiguren vor.

Bemerkenswert ist, dass der Normalenwinkel jener Prismenflächen, welche von der Seite des Rechteckes abfallen, die der Kante [110 . 1$\bar{1}$0] zugekehrt ist, ein grosser ist, dass also diese Flächen zu *M* sehr steil sind, während auf der gegenüberliegenden Seite der Neigungswinkel klein ist. Auf dieser Seite der Aetzfigur ist noch eine Eigenthümlichkeit zu verzeichnen, welche an der Hand der Fig. 4 leicht verständlich wird. Der obere und der untere Rand jedes Grübchens werden nämlich nach rechts und nach links durch eine Furche fortgesetzt, welche nach rechts erheblich weiter geht als nach links. Zwischen diesen Furchen ist die Fläche 110 geknickt; es stellt also das leicht schattirte, rechtwinkelige Dreieck eine Fläche vor, welche schief nach links unten einfällt.

Die Lichtfigur ist ein Kreuz, dessen einer Balken dem Horizontalfaden des Kreuzes im Beobachtungsfernrohre parallel geht, während der andere jene Abweichung von Verticalfaden zeigt, wie sie einer Zone zukommt, welche auf der eingestellten senkrecht steht.[1]) Die oben besprochenen Dreiecksflächen sind durch einen vagen Schimmer angedeutet, der mit der eingestellten Zone etwa 50 bis 60° einschliesst.

Da die Lichtfigur keine messbaren Culminationen aufwies, eine Erscheinung, die ihren Grund darin hat, dass die Aetzfiguren nur in geringer Zahl auftreten — so konnten keine Zeichen für die Aetzflächen abgeleitet werden. Immerhin ist aber die Thatsache hervorhebenswerth, dass auf *M* die Zonen [*Mo*] und [*Ml*] als Aetzzonen fungiren.

Aetzfigur auf *l* = (120).

Die Aetzfiguren auf *l*, Fig. 2 und 6, sind ebenso wie jene auf *M* monosymmetrisch; ihr Schnitt mit *l* ist trapezförmig. Die kürzere der beiden parallelen Seiten ist der Kante [120, $\bar{1}$20] zugekehrt. Von ihr aus fällt gegen den Grund des Grübchens zu eine Fläche

[1]) Eine auf der eingestellten Zone senkrechte Zone erscheint nämlich im Goniometer als Curve, deren concave Seite der Lichtquelle zugekehrt ist. — Siehe **Websky**, l. c.

ab, von der Gegenseite fallen deren drei und von den beiden nicht parallelen Seiten fällt gleichfalls je eine Fläche ab, so dass also an der Bildung jedes Grübchens vier Prismen und eine Pyramide betheiligt sind. Die Lichtfigur (Fig. 5) zeigt ein auffallendes Schwanken der Pyramidenflächen, welches sich einerseits dadurch zu erkennen gibt, dass auf der stärker geätzten Fläche 120 die Culminationen einen breiten, verlaufenden Rand besitzen, andererseits in der Verschiedenheit der Messungsresultate auf den beiden Flächen 120 und $\bar{1}20$. Da diese Abweichung jedenfalls grösser ist, als sie mit Rücksicht auf die angewandte Messungsmethode und die Beschaffenheit der Reflexe sein sollte, um noch als Beobachtungsfehler betrachtet werden zu können, so wurde die Pyramide sowohl aus dem Bilde von 120, als auch aus jenem von $\bar{1}20$ gerechnet, und zwar bei letzterem wieder getrennt für die Messungen an *r′* und *s′*. Nimmt man aus den für *r′* und *s′* erhaltenen Zeichen das Mittel, so ergibt sich mit ziemlicher Genauigkeit das Zeichen der Pyramide in der Lichtfigur von 120. Diese Thatsache verstärkt also die schon durch den Charakter des Lichtbildes hervorgerufene Meinung von der höheren Vertrauenswürdigkeit der Messungen an 120. Demgemäss können wir das Zeichen (42 . 86) als den Ausdruck der mittleren Lage dieser Aetzflächen betrachten.

Lichtfigur auf 120.

Culmination	ε_0	δ	ε	η	Zeichen
q	fehlt				
r, *s*	0° 45′ 31″	0° 43′ 37″	0° 45′ 40″	0° 30′ 50″	(41·82 . 85·89)
t	4° 58′ 28″	—	4° 58′ 28″	—	(1 . 2·384 . 0)
u	10° 57′ 25″	—	10° 57′ 25″	—	(1 . 2·975 . 0)
v	20° 30′ 26″	—	20° 30′ 26″	—	(1 . 4·502 . 0)
Lichtfigur auf $\bar{1}20$.					
q′	1° 52′ 11″	—	1° 52′ 11″	—	($\bar{1}$. 1·831 . 0)
r′	0° 35′ 35″	0° 36′ 01″	0° 35′ 30″	0° 25′ 28″	($\overline{50}$·775 . 103·665)
s′	0° 50′ 37″	0° 40′ 24″	0° 50′ 30″	0° 28′ 34″	($\overline{31}$·860 . 65·625)
t′	fehlt	—	—	—	—
u′	10° 33′ 26″	—	10° 33′ 26″	—	($\bar{1}$. 2·930 . 0)
v′	20° 52′ 26″	—	20° 52′ 26″	—	($\bar{1}$. 4·561 . 0)

Zu der schon bekannten Aetzzone [Ml] sehen wir hier noch eine neue hinzutreten; es ist dies die Zone [$l\ y$]; denn dieser gehört die Pyramide (42.86.1) an. Die beiden Pyramidenflächen der Aetzfiguren auf $\bar{1}20$ liegen etwas ausserhalb dieser Zone. Diese Thatsache stimmt mit dem Charakter des Lichtbildes überein und deutet offenbar auf bisher unbekannte Ursachen hin, welche den Aetzprocess beeinflussten. Die vier Prismen, welche an der Bildung der Aetzfiguren Antheil nehmen, zeigen eine starke Annäherung an Flächen mit rationalen Indices. Es entspricht die Aetzfläche u dem Prisma (130) = g (beobachtet von Hauy), ebenso v der Form (290). (Bisher nicht beobachtet). Das Zeichen der Fläche t wird man unbedenklich mit 5.12.0 wiedergeben dürfen. Das Prisma (5.12.0) wurde zwar bisher nicht beobachtet, steht aber der Form (250) = π Kokscharows ziemlich nahe. Für q kann man das Zeichen (590) wählen = (1.1·8.0) oder noch genauer (6.11.0) = (1.1·833.0). Unter den bekannten Formen steht am nächsten die von Bertrand beobachtete (7.13.0) = r. Da in allen diesen Fällen die Abweichungen der gerechneten von den substituirten Zeichen nur wenige Einheiten der zweiten Decimale betragen, so kann man die Annäherung der Aetzflächen an Flächen mit einfachen rationalen Indices wohl als eine bemerkenswerte Eigenschaft hervorheben.

Aetzfiguren auf c = (001).

Einer der untersuchten Krystalle besass auch eine geätzte Endfläche. Dieselbe macht in der That den Eindruck, wie ihn Laspeyres[1]) beschreibt. Sie gleicht nämlich auffallend „einer vom Winde ganz regelmässig gekräuselten Wasserfläche“. Unter dem Mikroskope betrachtet enthüllt sich jedoch dem Auge eine überraschende Mannigfaltigkeit von zum Theile recht zierlichen Aetzgruben. Die überwiegende Mehrzahl derselben besitzt einen rautenförmigen Umriss, dessen Seiten den Kanten [$o\ c$] annähernd parallel laufen (siehe Fig. 7). Die Ecken der Rhomben sind abgestutzt. Es sind demnach an der Bildung dieser Aetzfiguren Flächen betheiligt, die den Zonen [$o\ c$] [$a\ c$] und [$b\ c$] angehören.

Das Lichtbild war einer Messung nur schwer zugänglich; der Grund hierfür liegt in der Beschaffenheit der Aetzfiguren, die im

[1]) Zeitschr. f. Kryst. Bd. I, pag. 355.

Folgenden noch zu Besprechung kommen wird. Bei einem Einfallswinkel von 76° 58′ 30″ sah man ein bisymmetrisches Lichtbild, dessen vier vom Centralreflexe ausgehende Strahlen annähernd mit den Zonen [*o c*] zusammenfielen. Die auf Grund des mikroskopischen Befundes zu erwartenden Strahlen nach *c a* und *c b* fehlten. Die vier vorhandenen Strahlen besassen je eine Culmination.

Die Messung ergab bei Einstellung der Zone [*c b*]:

$$2\,\varepsilon_0 = 2^\circ\,45'\,55'',\ \delta = 1^\circ\,2'\,32''.$$

Daraus folgt:

$$\varepsilon = 1^\circ\,22'\,57'',\ \eta = 2^\circ\,18'\,34''.$$

Der Winkel der Strahlen mit der eingestellten Brachydomenzone beträgt demnach 59° 05′. Der Normalenabstand zwischen Endfläche und Culmination ist 3° 27′ 30″ und das Zeichen der Pyramide (0·022 . 0·026).

Der wahre Winkel der beiden Zonen [*o c*] und [*b c*] ist 62° 07′, also um 3° mehr, als durch Messung gefunden wurde. Es entsteht nun die Frage: Ist diese Differenz auf Rechnung der Unvollkommenheit der Messung zu setzen, oder hat sie ihren Grund in einer wirklichen Abweichung der beiden Zonen? Das letztere ist wahrscheinlicher, wie sich leicht zeigen lässt. Als Mittelwert des spitzen Winkels der Rhomben erhält man nämlich bei der Messung unter dem Mikroskope 64°. Dementsprechend beträgt der Winkel der Seitennormalen mit der längeren Diagonale (= dem Winkel der beiden Zonen [*o c*] und [*b c*]) 58°. Die Rechnung ergab 59° (s. o.).

Nichtsdestoweniger ist, wenn man so sagen darf, die Tendenz ersichtlich, Flächen der Zone [*o c*] hervorzubringen, und es darf wohl hier daran erinnert werden, dass Baumhauer[1]) durch Einwirkung schmelzenden Aetzkalis auf den Topas gleichfalls Aetzflächen erhielt, welche der Reihe der Grundpyramiden angehörten. Im Gegensatze hierzu erhielt Laspeyres (l. c.) durch Anwendung von saurem, schwefelsaurem Kali Figuren, deren Grundgestalt durch Pyramiden der Reihe (1 . 2 . *l*) bedingt wurde. Als erwähnenswert mag ferner noch hinzugefügt werden, dass die Aetzfiguren des eben besprochenen Typus I in der Regel mehrfach zusammengesetzt sind, indem in der Mitte derselben oft mehrere Rinnen, von Domenflächen begrenzt,

[1]) N. Jahrb. für Min. etc. 1876, pag. 5.

auftreten. Das beiderseitige Ende dieser Rinnen ist aber durch vorspringende, durch Makrodomenflächen begrenzte Leisten in mehrere schmale Rinnen abgetheilt; an diesen wiederholt sich der gleiche Vorgang, so dass es aussieht, als ob die breite Rinne in der Mitte der Stiel wäre, an dem beiderseits ein breiter Pinsel sitzt. Neben dem eben besprochenen Typus, der, wie schon erwähnt wurde, am häufigsten vorkommt, findet sich noch ein zweiter. Derselbe ist gleichfalls in der Fig. 7 wiedergegeben. Der Umriss ist auch ein Rhombus, wie beim Typus I, doch sind die stumpfen Ecken abgerundet, so dass eine lanzettförmige Figur resultirt. Die Winkel sind wesentlich andere als bei der früher besprochenen Form.

Der spitze Winkel beträgt im Mittel 33°. Dieser Wert entspricht annähernd dem Winkel des Prismas (210). Die lange Diagonale des Rhombus tritt scharf hervor; die kurze ist ebensowenig zu constatiren, wie andere zu derselben parallele oder geneigte Kanten. Es muss also unentschieden bleiben, ob an der Bildung dieser Figuren nur Pyramidenflächen betheiligt sind, ob ausser diesen noch Makrodomen vorhanden sind, oder ob überhaupt nur gekrümmte Flächen vorliegen. Für die letztere Annahme spricht das Fehlen aller Kanten mit Ausnahme der langen Diagonale des Rhombus. In manchen Figuren vom Typus I finden sich im Mittelfelde nichtparallele Kanten; dies deutet auf eine Verschmelzung von Figuren beider Typen hin.

Wenn wir das Wesentliche zusammenfassen wollen, so wäre es etwa Folgendes:

Das Zusammenvorkommen von zwei Aetzfigurentypen auf einer Fläche. Bei Typus I spielt die Hauptrolle die Zone [*o c*] und ausser dieser kommen noch vor [*a c*] und [*b c*]. Beim Typus II fanden wir die Zone [21 *l*]. Schliesslich ist noch die Uebereinstimmung des Resultates der natürlichen Aetzung mit der durch Aetzkali erzielten beachtenswert.

Aetzfiguren auf $y = (021)$.

Die Aetzerscheinungen auf *y* sind durch einige Eigenthümlichkeiten ausgezeichnet, welche unser Interesse in erhöhtem Maasse in Anspruch nehmen. Dass an dem Krystalle, auf welchen sich diese Beschreibung bezieht, die Aetzfiguren auf den beiden verschieden grossen Flächen 021 und $0\bar{2}1$ ebenfalls verschieden gross sind, wurde schon früher, pag. 332, erwähnt. Auffallender noch ist die Erscheinung,

dass die Aetzfiguren einen niedrigeren Grad von Symmetrie aufweisen, als der geätzten Fläche entspricht. Sie sind nämlich asymmetrisch und auch die Lichtfigur besitzt diesen Charakter. Die letztere ist auf $0\bar{2}1$ weit einfacher als auf 021. Sie besteht nämlich aus dem Centralreflexe y, dem verwaschenen Reflexe α, der einem steileren, und der Culmination β, die einem stumpfen Brachydoma entspricht. Von y ziehen zwei schwache, gegen die eingestellte Zone concav gebogene Lichtstreifen nach β. Von y gehen drei Strahlen aus. Auch in der Culmination β nimmt ein Strahl seinen Ursprung.

Die Lichtfigur von 021 besitzt einen centralen Theil, der aus mehreren ziemlich scharf getrennten Einzelreflexen besteht, deren Zahl etwa so gross ist, als die der vorhandenen Aetzgruben. Von y gehen vier Strahlen aus; drei derselben entsprechen genau den früher erwähnten Strahlen im Bilde von $0\bar{2}1$. Ueber α hinaus geht ein langer Lichtschweif. Ausserdem finden sich noch vier Strahlen, welche nicht vom Reflexe y ausgehen. Der mit V bezeichnete Strahl ist zu III parallel; auch die drei im Bilde nach abwärts gerichteten Strahlen (VI, VII, VIII) sind untereinander parallel und schliessen mit der eingestellten Zone einen Winkel von 80° 4′ ein. Diejenigen Strahlen, welche nicht vom Centralreflexe ausgehen, bezeichnen Zonen, die nicht über y führen. Dieser merkwürdige Fall wurde bisher nicht beobachtet. Ich bin ausser Stande, für diese seltsame Erscheinung eine befriedigende Erklärung zu geben. Versucht man durch theilweises Einbetten des Krystalles in Canadabalsam eine planparallele Platte herzustellen und betrachtet dieselbe zwischen gekreuzten Nicols, so zeigt sich die normale Aufhellung des Gesichtsfeldes beim Drehen des Tisches. Feldertheilung oder andere optische Anomalien sind nicht wahrnehmbar.

Lichtfigur der Fläche 021.

Strahl	Culmination	ε_0	δ	ε	η
I . } IV . }	α_I	0° 48′ 40″	2° 33′ 30″	0° 47′	1° 48′ 30″
II .	α_{II}	0° 35′ 30″	2° 55′ 20″	0° 33′ 16″	2° 03′ 50″
III .	α_{III}	0° 18′ 13″	3° 59′	0° 22′ 40″	2° 48′ 30″
	α_y	0° 38′ 30″	—	0° 38′ 30″	—
	β_y	0° 28′	—	0° 28′	—

Strahl	Zonenwinkel	Normalen-abstand	Zeichen
I . . . . } IV . . . . }	66° 35′ 10″	1° 58′ 10″	0·0387 . 2·068
II	74° 58′ 10″	2° 08′ 10″	0·049 . 2·049
III	82° 20′ 40″	2° 50′	0·057 . 1·968
	—	0° 38′ 30″	0 . 2·055
	—	0° 28′	0 . 1·960

Wenn man die Strahlen I und IV nach rückwärts verlängert, so wird die Zone der Pyramiden [111 : 001] in einem Punkte getroffen, welcher der Pyramide (0·72) = (18 . 18 . 25) entspricht. Mittelst der Näherungsbrüche findet man als nächstgelegene Pyramiden (334) (557). Von diesen Formen ist die erste, nämlich (334), am Topas bereits beobachtet (Dana).

Strahl II ergibt bei gleichem Verfahren, wie es oben angegeben wurde, zu erkennen, dass er mit der Zone [021 : 111] zusammenfällt.

Strahl III führt über eine Pyramide, deren Zeichen (32 . 32 . 25) ist. Der vorletzte Näherungsbruch von $\frac{32}{25}$ ist $\frac{9}{7}$. Eine Form (997) ist zwar noch nicht bekannt, doch steht das *i* Grünhut's (887) ziemlich nahe. Da der Strahl V zu III augenscheinlich parallel geht und von demselben nur wenig absteht ($y - \beta = 28'$), so führt derselbe über eine Form, welche zwischen (111) und (997) liegt, dabei aber der letzteren näher steht. Ihr Zeichen dürfte mit (665) ziemlich genau wiedergegeben sein.

Die drei untereinander ebenfalls parallelen Strahlen VI, VII und VIII dürften mit der Zone [$y\,M$] in Verbindung zu bringen sein. Die Zone [$y\,M$] schliesst mit der Zone [$a\,c$] in y einen Winkel von etwa 76° ein. Die Differenz dieses wahren Winkels und des berechneten beträgt also circa 4°. Da aber die Strahlen nicht von y, sondern von einem näher an c gelegenen Punkte ausgehen, so ist auch der Winkel der Strahlen über M thatsächlich ein grösserer, als wenn sie durch y gingen.

Aetzfiguren auf d = (101).

Die Aetzfiguren auf d erscheinen als rinnenförmige Vertiefungen, welche gegen die Endfläche hin geschlossen, nach unten zu aber offen sind. Der obere Abschluss wird durch ein steiles Makrodoma hergestellt. Die beiden Seitenflächen gehören einer Pyramide an, die

in der Zone [*do*] liegt und (111) nahe steht. Die Aetzfiguren auf 101 und $\bar{1}01$ sind sehr verschieden in Bezug auf die Grösse. Die äusserst schwachen, verwaschenen Lichtschweife gestatten keine Messung.

Als Ergebnis der Betrachtung ist hervorzuheben, dass die schon früher constatirten Aetzzonen [*ac*] und [*do*] hier neuerdings eine Rolle spielen.

Prärosion.[1])

Dass an Krystallen, welche in so mannigfacher Weise die Erscheinungen der Aetzung zeigen, auch die Kanten diesen Angriffen zum Opfer fallen mussten, darf uns nicht überraschen. Es ist sogar wahrscheinlich, dass die Abtragung der Kanten ziemlich frühzeitig erfolgt. Für diese Meinung spricht die Thatsache, dass man Krystalle findet, deren Kanten bereits abgestumpft sind, während die Flächen blos jene eigenthümlichen, zarten Zeichnungen aufweisen, welche den Beginn der Aetzung anzeigen.

Alle Krystalle, deren Flächen geätzt sind, zeigen eine regelmässige Abtragung der Kanten. Schon bei der Untersuchung mittelst der Vorschlaglupe verräth sich die Gegenwart von Flächenelementen durch das Aufblitzen bei der Drehung. Die Messung der Normalenwinkel bereitet einige Schwierigkeiten, da die in Frage stehenden Flächen äusserst schmal sind. (Ihre Breite in der Richtung der Zone beträgt oft kaum 0·05 Millimeter.) Es ist daher geboten, die sich einstellenden Beugungserscheinungen des Lichtes mit in Betracht zu ziehen. Je weiter die Aetzung fortschreitet, desto ungünstiger gestalten sich die Verhältnisse für die Messung. Jene Kanten, bei welchen das Auftreten schmaler Flächen an Stelle der Kante sicher nachgewiesen werden konnte, werden in den folgenden Zeilen vorgeführt werden.

1. Kante 110/$1\bar{1}0$.

An dieser Kante treten vier schmale Prärosionsflächen auf, welche zwei stumpferen Prismen angehören.

Bezeichnet man die Reflexe von $M = 110$ zu $M' = 1\bar{1}0$ mit

$$M \; \alpha \; \beta \; \beta' \; \alpha' \; M',$$

so sind die Mittelwerte der Normalenabstände:

[1]) Axel Hamberg, Natürliche Corrosionserscheinungen und neue Krystallflächen am Adular von Schwarzenstein. — Bihang till K. Svenska Vet.-Akad. Handlingar. Band XIII, Afd. II, Nr. 4, pag. 28.

$M\alpha = 5^\circ 14'$ | $M'\alpha' = 5^\circ 02'$
$M\beta = 18^\circ 51'$ | $M'\beta' = 17^\circ 52'$.

Die Uebereinstimmung der Abstände $M\alpha$ und $M'\alpha'$ ist, wie man sieht, eine in Anbetracht der Umstände vorzüglich zu nennende; diejenige von $M\beta$ und $M'\beta'$ ist weniger gut.

Die entsprechenden Zeichen sind:

$$\alpha = (1 . 0{\cdot}788 . 0)$$
$$\alpha' = (1 . 0{\cdot}796 . 0)$$
$$\beta = (1 . 0{\cdot}300 . 0)$$
$$\beta' = (1 . 0{\cdot}333 . 0)$$

Nimmt man die Mittelwerte aus $\alpha\alpha'$ und $\beta\beta'$, so folgen die Zeichen: (1 . 0·792 . 0) und (1 . 0·316 . 0)

Diesen Werten sehr nahe stehen

(5 4 0) sowie (3 1 0),

denen die berechneten Winkel 4° 57′ und 17° 53′ zukommen würden.

Beide Formen sind aber am Topas bisher nicht beobachtet worden.

2. Kante *oM*.

Die drei Prärosionsflächen, welche an dieser Kante auftreten, stehen von M um 1° 58′ 30″, 8° 7′ und 18° 33′ ab. Diesen drei Pyramiden der Grundreihe kommen die Zeichen

(14·192 . 14·192 . 1)
(3·434 . 3·434 . 1)
(1·459 . 1·459 . 1)

zu, worin sich die Annäherung an

(14 . 14 . 1), (7 7 2), (3 3 2)

ausspricht. Alle drei Gestalten bisher unbekannt.

3. Kante *oy*.

Auch an dieser Kante sind drei schmale Flächen zu beobachten, deren Abstände von y mit genügender Sicherheit festgestellt werden konnten; sie betragen:

4° 37′, 34° 39′, 49° 53′.

Die entsprechenden Zeichen sind:

(0·089 . 1·91), (0·649 . 1·350), (0·928 . 1·072) oder
(1 . 21 . 11), (2 4 3), (9 . 11 . 10).

4. Kante *yl.*

Es sind vier Prärosionsflächen vorhanden. Ihre Abstände von l betragen: 17° 07′, 38° 55′, 43° 18′, 45° 12′.

Die zweiziffrigen Zeichen der Prärosionsflächen sind demnach:

1·761 . 5·523	0·153 . 2·307
0·273 . 2·545	0·120 . 2·243.

Den entsprechenden Pyramiden könnten mit ziemlicher Genauigkeit die Zeichen

(7 . 22 . 4)	(1 . 16 . 7)
(1 . 10 . 4)	(1 . 18 . 8)

zugeschrieben werden.

Die übrigen Kanten gaben keine messbaren Reflexe. Diese Thatsache ist nicht ohne Bedeutung; wenn man auch berücksichtigt, dass bei natürlich geätzten Krystallen äussere Umstände mitwirken, deren Tragweite zu ermessen wir ausser Stande sind, so muss man doch gestehen, dass es kein blosser Zufall sein kann, dass nur solche Kanten die Erscheinung der Prärosion deutlich zeigten, welche in Aetzzonen liegen. Es gehören nämlich die angeführten Kanten den Zonen [*Ml*], [*oM*], [*oy*] und [*yl*] an.

Zur Prärosion gehört auch folgende, an einem Krystalle beobachtete Erscheinung, welche in Fig. 1 dargestellt ist. Die Kanten dieses verzerrten Krystalles sind nämlich beiderseits von kleinen schaligen Vertiefungen begleitet, welche dicht gedrängt nebeneinander stehen. Es ist dies dieselbe Erscheinung, welche Petersson am Beryll von Mursinsk wahrgenommen hat.[1])

Die Kanten, an welchen diese Erscheinung deutlich zu beobachten ist, sind: *oy*, *oM*, *yl*. Dies stellt den Krystall in einen gewissen Gegensatz zu den früher beschriebenen; auch widerspricht diese Thatsache den theoretischen Voraussetzungen, denen zufolge Kanten, die in Aetzzonen liegen, entweder scharf bleiben oder nach bestimmten Flächen abgetragen werden sollen. Da jedoch dieser Krystall auch in anderer Beziehung Abweichungen zeigt, so fallen die an ihm ausgebildeten Eigenthümlichkeiten weniger in's Gewicht. Während nämlich alle übrigen Krystalle die grösste Regelmässigkeit

---

[1]) Walfr. Petersson, On Naturliga Etsfigurer och andra Lösningsfenomen på Beryll från Mursinsk. Bih. till k. Svenska Vet.-Akad. Handlingar. Bd. XV, Afd. II, Nr. 1.

der Ausbildung zeigen, ist dieser Krystall in auffallender Weise verzerrt und an ihm treten die Aetzfiguren in einer an keinem anderen Krystalle beobachteten Spärlichkeit auf, was ja auch auf Störungen im Aufbaue hinweist. Optische Anomalien sind nicht bemerkbar.

Es wurde auch die Frage geprüft, ob nicht einige jener schmalen Flächen, welche von Kokscharow, Descloizeaux und Bücking beobachtet und beschrieben wurden, dem Gebiete der Prärosion zuzuweisen wären. Die Frage liegt umso näher, als ja manchen dieser Flächen ziemlich hochzahlige Zeichen zukommen. Das Ergebnis der Untersuchung spricht dafür, dass die erwähnten Flächen durchwegs echte Krystallflächen sind, da unter den beobachteten Prärosionsflächen keine ist, welche mit einer der erwähnten Flächen identificirt werden kann.

Allgemeine Resultate.

Die am Topas von San Luis Potosi auftretenden Aetzfiguren entsprechen im allgemeinen der Symmetrie der geätzten Fläche. Eine Ausnahme machen nur diejenigen auf dem Brachydoma (021), indem sie nicht monosymmetrisch, sondern asymmetrisch ausgebildet sind.

Die Aetzflächen liegen in bestimmten Zonen, welche theils über krystallographisch wichtige, theils über untergeordnete oder gar nicht ausgebildete Flächen führen. Die Strahlen der ersten Gruppe sind in der Regel präciser entwickelt, als die der letzteren.

Die wichtigsten Aetzzonen sind:

$$[Moc],\ [do],\ [of],\ [Ml],\ [ly],\ [oy],\ [ob]$$

und nächst diesen $[ac]$ und $[bc]$.

In der Zone $[Ml]$, welche auf einer Symmetrieebene senkrecht steht, ist die Abweichung der Strahlen von der Zone ein Minimum, während sich bei denjenigen Zonen, welche zu allen Symmetrieebenen geneigt sind, Abweichungen bis zu 4^0 ergeben. Ihrer ganzen Ausdehnung nach gleichmässig geätzte Flächen sind selten. Man trifft beispielsweise *o*-Flächen, welche nur 3—4 wohlausgebildete Aetzgruben tragen. In der Regel sind zahlreiche Aetzfiguren unregelmässig über die Fläche zerstreut, zwischen sich ungeätzte Flächentheile lassend.

Die natürlichen Aetzfiguren zeigen eine vollständige Uebereinstimmung mit jenen, welche Baumhauer durch schmelzendes Aetzkali erhalten hat, während sie von jenen, welche Laspeyres[1])

[1]) Zeitschr. für Kryst. Bd. I, pag. 357.

durch Behandlung der Topaskrystalle mit saurem schwefelsauren Kali erhielt, völlig verschieden sind. Die Aetzflächen sind am zahlreichsten auf der Pyramide (111).

In den Strahlen mit mehreren Culminationen lässt sich eine gewisse Gesetzmässigkeit in den Abständen der letzteren nicht verkennen. Der Betrag von 18′, um welchen o, α_1 β_1 (pag. 335) von einander abstehen, kehrt auch in den übrigen Strahlen dieser Aetzfigur (mit Ausnahme des Strahles II) wieder, so dass man also alle Normalenabstände annähernd als Multipla von 18′ auffassen kann.

Die Culminationen tuv auf 120 lassen sich auf den Abstand $lt = 5^0$ zurückführen: $lu = 2 \times 5^0$, $lv = 4 \times 5^0$.

Unter den Aetzflächen finden wir sowohl solche, welche wegen ihrer kleinen Normalenabstände in den Bereich der Vicinalflächen fallen, als auch solche mit stärkerer Neigung. Die letzteren lassen sich ohne Zwang durch ziemlich einfache Indices bezeichnen und verrathen oft eine starke Annäherung an bereits bekannte Flächen.

Die Erscheinung der Prärosion lehrt, dass sich vorzugsweise an denjenigen Kanten, welche in Aetzzonen gelegen sind, äusserst schmale Flächen mit ziemlicher Schärfe herausbilden.

Zum Schlusse sei es mir gestattet, dem Herrn Hofrathe Tschermak und Herrn Professor Becke für die Anregung zu dieser Arbeit, sowie für die mir während der Durchführung derselben ertheilten Rathschläge meinen besten Dank auszusprechen.

Erklärung der Tafel VI.

Fig. 1. Ein verzerrter Krystall. Zeigt die Vicinalflächenbildung auf *M* (110) und die schalige Prärosion.

Fig. 2. Veranschaulicht die Lage der Aetzfiguren auf *o* (111), *M* (110) und *l* (120).

Fig. 3. Lichtbilder der Flächen 111 und $\bar{1}11$. Des beschränkten Raumes wegen mussten die beiden Bilder nahe aneinander gerückt werden. Die mit einem Kreuzchen bezeichnete Stelle des Strahles VII entspricht etwa dem Normalenabstande von 5°. Darnach können die Orte beiläufig bestimmt werden, an welche die Culminationen der beiden Strahlen VI und VII zu setzen wären.

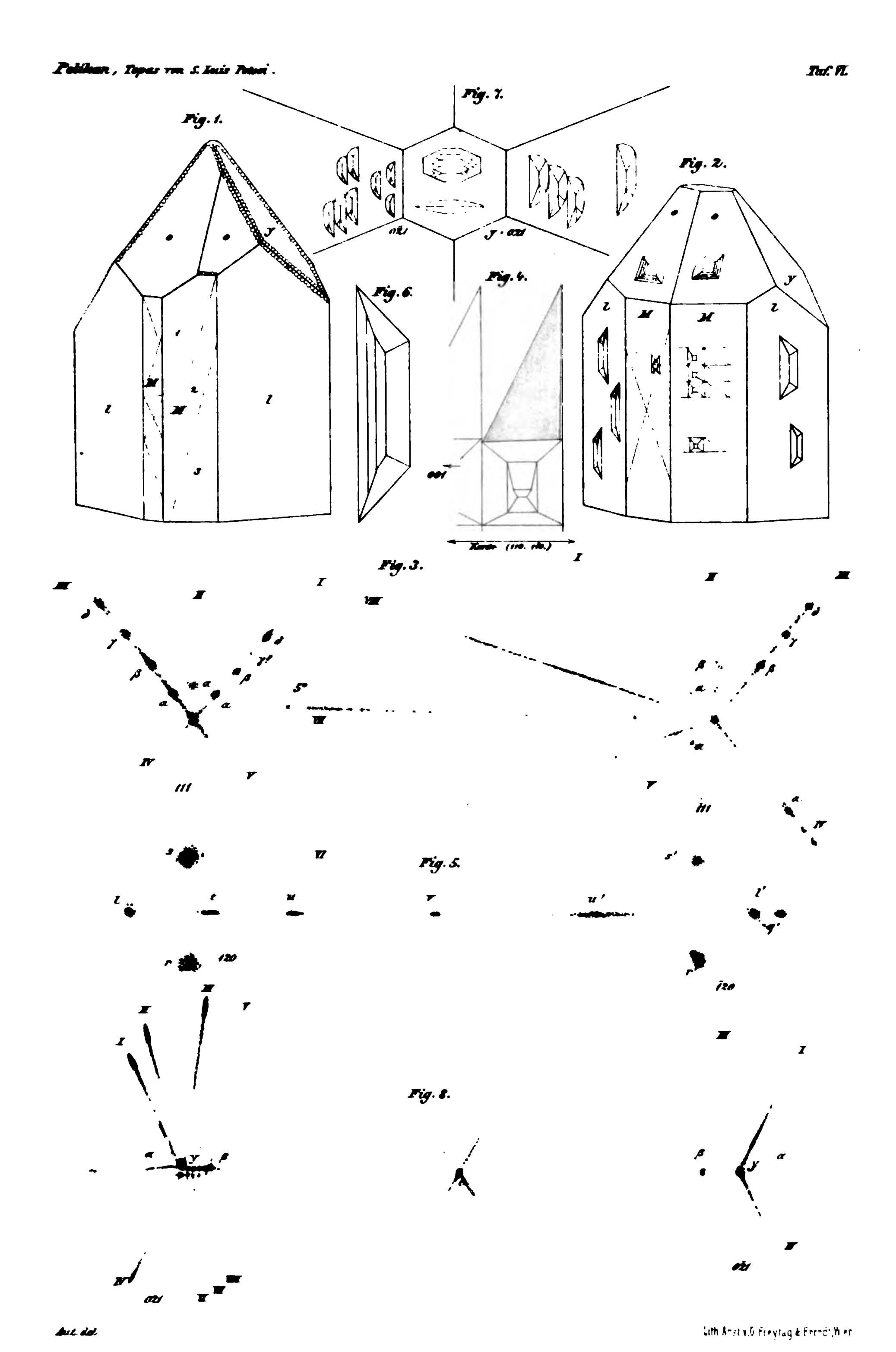
Fig. 4. Aetzfigur auf *M* (110).

Fig. 5. Lichtbilder der Flächen 120 und $\bar{1}20$.

Fig. 6. Aetzfigur auf *l* (120).

Fig. 7. Aetzfiguren auf *c* (001) und *y* (021).

Fig. 8. Lichtbilder der Flächen 021 und $0\bar{2}1$.



Aut. del.

Lith. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien

Verlag von Alfred Hölder k.u.k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

XXIII. Aetzversuche am Fluorit.

Von **F. Becke.**

Mit Tafel VII und 4 Figuren im Text.

Einleitung.

Am Flussspath sind schon von Baumhauer[1]) und Lasaulx[2]) mit Erfolg Aetzversuche gemacht worden. Die natürlichen Aetzungen, die am Flussspath häufig zu beobachten sind, waren Gegenstand von Untersuchungen, die Werner[3]) und van Calker[4]) angestellt haben.

In Fortsetzung meiner Aetzversuche an tesseralen Mineralen suchte ich auch den Flussspath in den Bereich der Untersuchung zu ziehen. Es sollten dabei die an anderen Mineralen gefundenen Gesetzmässigkeiten geprüft werden, insbesondere suchte ich auch hier den Zusammenhang zwischen dem Auftreten und der Form der Aetzfiguren und der Lösungsgeschwindigkeit der verschiedenen Krystallflächen zu verfolgen.

Inwieweit mir dies gelungen ist, werden die im folgenden mitgetheilten Resultate lehren.

Der letzte Theil der gestellten Aufgabe, die Bestimmung der Lösungsgeschwindigkeit in verschiedenen Richtungen, gestaltete sich zu einer ziemlich schwierigen und zeitraubenden Untersuchung. Ich hoffe, dass die in dieser Richtung gewonnenen Ergebnisse von einigem Interesse sind.

Als Untersuchungsmaterial dienten mir hauptsächlich Krystalle von folgenden Fundorten:

1. Farblose Würfel vom Calvarienberg bei Bozen, in Klüften des Porphyrs.

2. Blass weingelbe, ziemlich grosse und reine Würfel von Freiberg in Sachsen in Begleitung von Bleiglanz-Krystallen.

---

[1]) Neues Jahrb. f. Min. 1876, pag. 605.
[2]) Zeitschr. f. Kryst. 1877, I, 359.
[3]) Neues Jahrb. f. Min. 1881, I, 14.
[4]) Zeitschr. f. Kryst. 1883, VII, 449.

3. Eine Druse schöner, ziemlich grosser, würfelförmiger Krystalle von Cornwall; die Krystalle sind nicht ganz einheitlich gewachsen, sondern bestehen aus zum Theil hypoparallel verwachsenen Theilen.

4. Sehr vollkommene Würfel von Cumberland, im durchfallenden Licht blass röthlichviolett mit starker blauer Fluorescenz. Diese Krystalle sind trotz ihrer bedeutenden Grösse (bis 3 Centimeter Kantenlänge) sehr genau ausgebildet, die Würfelflächen geben bis auf wenige Minuten genau den rechten Winkel. Es sind Durchwachsungszwillinge, an den von den Zwillingsecken durchstochenen Würfelflächen mit starker Vicinalflächen-Entwicklung.

Gelegentlich wurden noch andere Vorkommen untersucht.

Die recht vollkommene Spaltbarkeit nach der Oktaëderfläche erlaubte, die Versuche an Spaltblättchen oft zu wiederholen. Dabei machte ich eine Beobachtung, die ich, da ich sie nirgends erwähnt finde, hier anführen möchte, obzwar sie eigentlich nicht zum Gegenstand der Arbeit gehört.

Wenn man die an noch so vollkommenen Flussspathkrystallen angeschlagenen Spaltflächen am Goniometer untersucht, so findet man:

1. dass nie ein einfacher Reflex erhalten wird, sondern eine oft sehr complicirte Reflexgruppe;

2. die hellsten Reflexe entsprechen nie der Lage der eigentlichen Oktaëderfläche, sondern weichen stets um $^1/_2{}^0$ bis 1^0 von dieser Lage ab;

3. die Reflexe ordnen sich gesetzmässig in Reihen, wie die Centraltheile der Fig. 14 bis 17 andeuten. Bei vollkommen symmetrischer Entwicklung würde ein Reflexdreieck mit eingebogenen Seiten entstehen (Fig. 14). Die Mitten der eingebogenen Seiten sind stets am kräftigsten und entsprechen Ikositetraëdern; die lang ausgezogenen Ecken entsprechen Triakisoktaëdern. Von diesem Reflexdreieck sind meist nur eine oder zwei Seiten deutlich entwickelt, was von der Art, wie die Spaltfläche hergestellt wurde, abzuhängen scheint (Fig. 15—17).

Wenn man die Erscheinung einmal kennt, ist es meist nicht schwer, mit ziemlicher Sicherheit bis auf einen Fehler von einigen Minuten die Lage der Oktaëdernormale einzustellen, so dass also die Orientirung von Platten nach angeschlagenen Spaltflächen durch diese Störung nicht beeinträchtigt wird.

Die Untersuchungsmethoden sind die von mir in früheren Arbeiten angewandten. Hierüber ist Neues nicht mitzutheilen. Bei dem durchsichtigen Flussspath konnten die geätzten Platten direct unter dem Mikroskop beobachtet werden.

Die Messung der Lichtfigur geätzter Flächen wurde durch den schwachen Glanz des Minerales erschwert und konnte in vielen Fällen überhaupt nicht durchgeführt werden.

Als Aetzmittel wurden angewandt: Salzsäure in verschiedenen Graden der Concentration und bei verschiedenen Temperaturen, Schwefelsäure, Lösung von Natriumcarbonat, Kalium-Natriumcarbonat, Aetznatron.

Es zeigte sich, dass die Säuren im allgemeinen in ganz ähnlicher Weise einwirken, eine Erfahrung, welche sich bei fast allen untersuchten Mineralen bestätigt hat.

I. Aetzung mit Säuren.

Bei der Darstellung von Aetzfiguren, welche Säuren auf den Krystallflächen des Fluorits hervorbringen, wird am besten ausgegangen von der

Würfelfläche (001).

Glatte Flächen aller untersuchten Flussspathe, gleichgiltig ob natürliche Krystallflächen oder Schliffflächen, bedecken sich nach kurzer Einwirkung mit schönen scharfen Aetzgrübchen. Anfangs sind sie sehr klein, werden mit der Dauer der Einwirkung immer grösser, so dass es nicht schwer ist, scharfe Aetzgrübchen von $^1/_2$ Millimeter Seitenlänge zu erhalten.

Die Aetzfiguren sind bei Anwendung von Salzsäure stets quadratische Aetzgrübchen von diagonaler Stellung; sie sind von Ikositetraëderflächen begrenzt, wie schon Baumhauer beobachtet hat. Selten und nur bei recht grossen Figuren kommen ganz schmale Kantenabstumpfungen vor, welche von Tetrakishexaëdern gebildet werden.

Fig. 1, Taf. VII, zeigt die gewöhnliche Ausbildung dieser Ikositetraëderfiguren nach einer mit concentrirter siedender Salzsäure geätzten Platte von Freiberg.

Fig. 2 zeigt die Aetzfiguren einer geschliffenen Würfelplatte von Cumberland. Hier sieht man zweierlei Figuren: eine tiefere *a*,

welche ganz denen der Fig. 1 gleicht und mehrere flachere *b*, welche einen abgestumpften flachen Boden haben. Diese der Würfelfläche parallel erscheinende Fläche ist aber nicht ganz eben, sondern besteht eigentlich aus 4 gekrümmten, sehr flachen, vicinalen Ikositetraëderflächen. Die steileren Seitenflächen der Aetzfiguren *b* sind untereinander, aber nicht mit den Seitenflächen der Aetzfigur *a* parallel.

Bei manchen Fluoriten herrschen die tieferen Aetzfiguren vor (Freiberg, Cornwall, Bozen), bei anderen die flachen (Cumberland). Bisweilen ist die ganze Flächenmitte von dicht gedrängten tiefen Aetzgrübchen eingenommen und flache finden sich nur auf einem schmalen Saum in der Nähe der Kanten und Ecken des Würfels.

Das Lichtbild der mit Salzsäure geätzten Würfelplatte ist nicht ganz leicht zu beobachten wegen des schwachen Glanzes, der dem Fluorit eigenthümlich ist. Taugliche Präparate erhält man, wenn man mit etwa 10procentiger Salzsäure 1 bis 2 Minuten lang ätzt. Mit verdünnterer Säure muss man entsprechend länger ätzen.

Das Lichtbild ist tetrasymmetrisch und besteht aus 4 Ikositetraëderstrahlen mit meist deutlichen Culminationen. Wenn die tiefen Aetzgrübchen *a* vorherrschen und dicht gedrängt stehen, verschwindet bisweilen der Centralreflex.

Die Strahlen lassen gewöhnlich eine Gliederung erkennen, welche auf das Vorhandensein verschieden steiler Aetzgrübchen zurückzuführen ist.

Ein schönes Beispiel dieser Art zeigt die Fig. 4. Eine natürliche Würfelplatte von Freiberg wurde eine Minute in siedender Säure geätzt, die mit dem gleichen Volum Wasser verdünnt worden war.

Das Lichtbild besteht aus dem Centralreflex und 4 vicinalen Ikositetraëderreflexen (ξ); dieser Theil der Lichtfigur rührt her von flachen Aetzfiguren, welche am Rande der Platte, an der natürlichen Würfelkante auftreten. Die weiter entfernten Ikositetraëderreflexe werden von den mittleren Theilen der Platte geliefert, und zwar die steileren (x_2) von grösseren, einzeln stehenden Aetzfiguren, die etwas flacheren (x_1) von viel kleineren Aetzgrübchen, die den ganzen Mitteltheil der Platte dicht gedrängt bedecken.

Folgende Winkel wurden gemessen:

Strahl	$h\xi$	hx_1	hx_2
I . . .	9° 32′	32° 30′	39° 5′
II . . .	—	31° 37′	38° 44′
III . . .	9° 4′	31° 36,	39° 11′
IV . . .	9° 38′	31° 31′	39° 14′
Mittel . .	9° 25′	31° 49′	39° 4′

Aus den Mittelwerten berechnen sich folgende Ortsymbole:

$$\xi = 0{\cdot}117 \qquad x_1 = 0{\cdot}439 \qquad x_2 = 0{\cdot}561.$$

Das Lichtbild einer mit 15procentiger Salzsäure 2 Minuten bei der Temperatur des Wasserbades geätzten natürlichen Würfelplatte von Cumberland zeigte eine ähnliche Gliederung; nur waren hier die vicinalen Reflexe ξ viel intensiver, entsprechend der grösseren Häufigkeit der flachen Aetzgrübchen *b*.

Die Messung gab folgendes Resultat:

Strahl	$h\xi$	hx_1	hx_2
I . . .	10° 17′	31° 5′	—
II . . .	9° 17′	31° 24′	33° 42′
III . . .	9° 29′	—	34° 12′
IV . . .	9° 51′	31° 28′	—
Mittel . .	9° 43′	31° 19′	33° 57′

Hieraus ergeben sich die Ortsymbole:

$$\xi = 0{\cdot}121 \qquad x_1 = 0{\cdot}430 \qquad x_2 = 0{\cdot}476.$$

Eine angeschliffene Würfelplatte von Cumberland, welche durch 9 Minuten in 22procentiger Salzsäure bei der Temperatur des Wasserbades geätzt worden, zeigte ein Lichtbild mit breitem Centralreflex, hervorgebracht durch die aus vier vicinalen Ikositetraëdern zusammenfliessende Bodenfläche der flacheren Aetzfiguren *b*. Dieser hatte die Gestalt einer vierseitigen, diagonal gestellten hellen Scheibe von circa 2 Grad Durchmesser in der Richtung der in die Ikositetraëderzone fallenden Diagonalen.

Da auf den Centralreflex nicht genau eingestellt werden konnte, wurden die Winkel correspondirender Culminationen in gegenüberliegenden Strahlen gemessen. Solcher sind in jedem Strahl zwei vorhanden, entsprechend den Seitenflächen (ξ) der flacheren und (x) der steileren Aetzgrübchen. Die ersteren sind viel intensiver.

Strahl	$\xi\xi'$	xx'
I—III . .	15° 55′	35° 15′
II—IV . .	15° 46′	36° 3′
Mittel . .	15° 50′	35° 39′.

Hieraus ergibt sich: $h\xi = 7° 55'$ und $hx = 17° 50'$ und die Ortsymbole:

$$\xi = 0{\cdot}098 \qquad x = 0{\cdot}228.$$

Eine andere Art der Gliederung kommt dadurch zu Stande, dass bisweilen Prärosionsflächen entstehen, deren Reflexe sich in das Lichtbild einfügen. Ist an einer Würfelplatte die Kante mit der benachbarten Oktaëderfläche entwickelt, so entsteht an deren Stelle stets eine schmale glänzende Prärosionsfläche, deren Reflex meist dem der tieferen Aetzgrübchen des Würfels genähert ist, aber sich stets vom Würfelreflex etwas weiter entfernt.

Sind die Würfelkanten vorhanden, so werden sie bei der Aetzung durch viel breitere Prärosionsflächen ersetzt, welche die Lage von Tetrakishexaëderflächen haben. Diese sind merklich gekrümmt, mit kleinen Aetzhügeln bedeckt und geben infolge dessen sehr zerstreute, unvollkommene Reflexe. Sie fallen beiläufig in eine Zone mit den benachbarten Prärosionsflächen der Ikositetraëderzone, wie an natürlich geätzten Krystallen von Werner l. c. beobachtet wurde.

Mit Schwefelsäure von mässiger Verdünnung erhält man ähnliche Resultate wie mit Salzsäure; doch sind die Aetzfiguren so klein, dass keine deutliche Lichtfigur beobachtet werden kann, und dass demnach die genauere Bestimmung der Lage der Aetzflächen unterbleiben musste.

Eine eigenthümliche und schwer verständliche Erscheinung ist es, dass sehr verdünnte Schwefelsäure (3—4 Tropfen auf ein halbes Probegläschen Wasser) auf der Würfelfläche des Fluorit von Bozen und Freiberg Tetrakishexaëderfiguren hervorruft. (Vergl. Fig. 3.) An den Fluoriten von Cornwall und Cumberland konnte ich diese Figuren nicht erhalten, weil die Würfelflächen derselben nicht glatt genug waren, um so zarte Figuren erkennen zu lassen. Am Fluorit von Bozen sind dieselben sehr schön zu sehen und die Seitenflächen neigen nach vorgenommenen Schimmermessungen etwa unter 24° gegen die Würfelfläche.

Oktaëderfläche (111).

Auf der Oktaëderfläche erhält man unter allen Umständen Aetzgrübchen. Sie sind gewöhnlich merklich grösser als auf der Würfelfläche, aber weder so scharf, noch so steil wie auf dieser. Ihre Form wechselt je nach der Concentration und Temperatur des Aetzmittels. Indem ich die genauere Darlegung dieser Erscheinungen einem späteren Abschnitte vorbehalte, soll hier nur dasjenige angeführt werden, was für das Verständnis der Aetzfiguren anderer Krystallformen nothwendig ist.

Bei Anwendung von Salzsäure erhält man drei- und sechsseitige Aetzgrübchen, deren verschiedene Formen Fig. 5 zur Anschauung bringt. Die reinen dreieckigen Aetzgrübchen Fig. 5 *a* kommen bei schwacher Concentration der Säure zum Vorschein. Sie liefern einen dreistrahligen Stern als Lichtbild mit drei Ikositetraëderstrahlen, deren undeutliche Culminationen sich ziemlich weit vom Centralreflex entfernen. (Vergl. Fig. 6, welche ein solches Lichtbild im selben Maassstab zeigt wie Fig. 4.)

Bei stärkerer Concentration des Aetzmittels treten auch Triakisoktaëderflächen auf. Die Aetzfigur wird sechsseitig (Fig. 5 *b—d*), das Lichtbild sechsstrahlig. Die Culminationen treten nun kräftiger hervor und lassen oft Andeutung von Gliederung erkennen. Diese hat aber hier einen anderen Grund als bei der Lichtfigur des Würfels; sie ist auf treppenartigen Wechsel verschieden steiler Aetzflächen im selben Aetzgrübchen zurückzuführen, wovon Fig. 5 *e* einen extremen Fall darstellt. Diese Gliederung und dieser Treppenbau ist namentlich auf den Ikositetraëderflächen auffallend, deren Reflexe sich auch durch ihre grössere Breite und Neigung zu schweifähnlichen Ansätzen von den schmäleren Triakisoktaëderstrahlen unterscheiden. (Vergl. die Lichtbilder Fig. 15—17, welche in dreifachem Maassstabe der Fig. 4 gezeichnet sind.)

Einen ähnlichen Gegensatz von tieferen und flacheren Aetzgrübchen, wie auf der Würfelfläche, habe ich auf der Oktaëderfläche nicht wahrgenommen.

Auch an Oktaëderplatten hat man Gelegenheit, deutliche Prärosionsflächen zu beobachten. Namentlich sind es die stumpfen Kanten der Spaltform, an welchen sich breite Triakisoktaëder entwickeln. An den scharfen Kanten von 107° 28′ Normalenwinkel treten aber

nur sehr schmale Ikositetraëderflächen auf. Die Prärosionsflächen sind stets etwas, aber nicht viel steiler gegen die Oktaëderfläche geneigt als die entsprechenden Flächen der Aetzgrübchen.

Beispiele:

Ein Spaltstück von Freiberger Flussspath wurde $2^1/_2$ Minuten in sehr verdünnter Salzsäure geätzt. Die Aetzfiguren haben die Gestalt von vertieften dreiseitigen Pyramiden und werden von Ikositetraëderflächen gebildet. Sie geben ein einfaches dreistrahliges Lichtbild mit folgenden Abmessungen: (vergl. Fig. 6).

Strahl	$o\,x$
I	17° 42′
II	17° 33′
III	17° 24′
Mittel . . .	17° 33′

Hieraus berechnet sich für x das Ortsymbol $x = 0{\cdot}536$.

Ein anderes Spaltstück vom Fluorit von Freiberg wurde 1 Minute in Salzsäure geätzt, die mit der gleichen Menge Wasser verdünnt war. Die Aetzfiguren hatten die Gestalt von vertieften sechsseitigen Pyramiden mit abwechselnd breiteren und schmäleren Flächen; die dem Triakisoktaëder entsprechenden Flächen sind breiter als die Ikositetraëderflächen, ähnlich der Fig. 5 *d*.

Die Lichtfigur erscheint sechsstrahlig mit abwechselnd längeren (Triakisoktaëder z) und kürzeren (Ikositetraëder x) Strahlen ähnlich wie Fig. 17. Die Goniometermessung ergab folgende Abmessungen:

Strahl	$o\,x$	$o\,z$
I	4° 39′	5° 30′
II	4° 55′	6° 45′
III	4° 36′	7° 3′
Mittel . . .	4° 43′	6° 26′

Der Mangel an Uebereinstimmung in den Abmessungen der einzelnen Strahlen, namentlich der z-Reflexe, ist in der für die Messung sehr ungünstigen Beschaffenheit derselben begründet. Die Reflexe dehnen sich über mehrere Grade aus und die Culminationen sind wenig ausgeprägt. Die Messungen führen auf die Ortsymbole:

$$x = 0{\cdot}843 \quad z = 1{\cdot}284 = 0{\cdot}779\,.\,1.$$

Am Fluorit von Cornwall zeigten die Oktaëderplatten ganz besondere Eigenschaften, die später zur Erörterung kommen werden.

Vom Fluorit von Cumberland wurden zahlreiche Spaltblättchen untersucht. Die in der Einleitung erwähnte Eigenthümlichkeit des Flussspath, bei der Spaltung nie Platten genau parallel der Oktaëderfläche zu geben, zeigte sich hier sehr auffallend und störte auch die Symmetrie der Aetzfiguren, sowie der Lichtbilder. Im allgemeinen wurden am Fluorit von Cumberland meist flachere Aetzfiguren erhalten als an den übrigen Flussspathvorkommen, wie die folgenden Beispiele zeigen, welche ähnlich behandelt wurden wie die vorhin angeführten Beispiele des Fluorit von Freiberg.

a) Nach 6 Minuten dauernder Aetzung in siedender 5procentiger Salzsäure zeigten sich kleine dreiseitige Aetzfiguren von Ikositetraëderflächen gebildet. Die ziemlich undeutliche Lichtfigur ist dreistrahlig mit undeutlichen Culminationen an den Enden. Die Messung ergab:

Strahl	$o\,x$
I	5° 55′
II	6° 19′
III	5° 46′
Mittel . . .	6° 0′

Hieraus ergibt sich für x das Ortsymbol $x = 0·806$.

b) Nach 2 Minuten dauernder Aetzung in siedender 20procentiger Salzsäure waren auf einer demselben Krystall entnommenen Spaltlamelle grössere sechsseitige Aetzfiguren wie Fig 5 *d* entstanden. Das deutliche Lichtbild zeigt 6 Strahlen: 3 längere (z Triakisoktaëder) und 3 kürzere (x Ikositetraëder) mit kräftigen Culminationen.

Die Messung ergab:

Strahl	$o\,x$	$o\,z$
I	3° 49′	6° 24′
II	4° 9′	5° 19′
III	3° 53′	6° 29′
Mittel . . .	3° 57′	6° 4′

Hieraus ergeben sich die Ortsymbole:

$$x = 0·867 \quad z = 1·265 = 0·791 . 1.$$

Mit Schwefelsäure erhält man viel kleinere und undeutliche Figuren. Sie sind dreiseitig und werden von Ikositetraëderflächen gebildet. Die Seitenflächen sind häufig etwas krumm. Eine deutliche Brechung in zwei Facetten, wie sie Lasaulx an Krystallen von Königshain beobachtete, konnte ich an meinem Material nicht erzeugen; dagegen treten bisweilen Triakisoktaëderflächen als Kantenabstumpfungen auf (Fig. 7).

Im ganzen ist über die Oktaëderfläche Folgendes hervorzuheben.

Es treten auf derselben in der Regel nur flache Aetzgrübchen auf, deren Seitenflächen noch in den Bereich der Vicinalflächen fallen, wenn man die Grenze etwa in dem Umfange zieht, wie ich das in der Arbeit über Dolomit bezüglich der Vicinalflächen des Grundrhomboëders gethan. So tiefe Aetzfiguren, wie sie auf der Würfelfläche beobachtet werden, fehlen dem Oktaëder.

Die Neigung dieser vicinalen Aetzflächen wechselt mit dem Vorkommen. Sie ist grösser bei Freiberg und, wie ich vorgreifend hinzufügen will, bei Cornwall, kleiner bei Cumberland. Nur bei den Flussspathen der ersteren Fundorte und bei Anwendung sehr verdünnter Salzsäure entstehen Aetzgrübchen, deren Seitenflächen über den Bereich der Vicinalen hinausgehen. Diese tieferen Aetzgrübchen werden von Ikositetraëderflächen gebildet.

Die vicinalen Aetzgrübchen welche bei Aetzung mit stärkeren Säuren auf allen untersuchten Flussspathen auftreten, werden sowohl von Ikositetraëderflächen als von Triakisoktaëderflächen begrenzt. Die Lage dieser vicinalen Aetzflächen ist in bestimmter Weise abhängig von der Concentration und der Temperatur des Aetzmittels, wie in einem späteren Capitel noch ausführlicher gezeigt werden soll.

Die Oktaëderfläche des Flussspaths verräth somit sechsgliederigen Bau ähnlich der + Tetraëderfläche der Zinkblende und der Oktaëderfläche des Magnetit.

Aus den bisherigen Beobachtungen lässt sich entnehmen, dass für Aetzung mit Salzsäure die Zonen zwischen Oktaëder- und Würfelflächen den Charakter von Aetzzonen haben. Hieraus lässt sich nach Analogie mit anderen bisher untersuchten Mineralen erwarten, dass auf den Flächen des Dodekaëders, Ikositetraëders und

Triakisoktaëders Aetzgrübchen, dagegen auf den ausserhalb der Aetzzone liegenden Flächen, also Tetrakishexaëder- und Hexakisoktaëderflächen, Aetzhügel entstehen.

Das Experiment bestätigt diese Voraussage.

Dodekaëderfläche (101).

Die Dodekaëderfläche wurde an natürlichen Krystallflächen und an Schliffflächen untersucht.

Ein Krystall von Freiberg der Combination (100).(110) wurde in siedender, mit der gleichen Menge Wasser verdünnter Salzsäure 1 Minute geätzt. Auf der Würfelfläche zeigen sich die bekannten tiefen Aetzfiguren, auf der Dodekaëderfläche eine feine Riefung parallel der Oktaëderkante. Ein Lichtbild konnte von den kleinen Krystallflächen nicht gewonnen werden.

Eine Platte von Cumberland geschliffen und mit 19procentiger Salzsäure $1^1/_2$ Minuten im Wasserbad geätzt, zeigt wegen der Rauhigkeit der Schlifffläche keine sehr deutlichen Aetzfiguren. Die Lichtfigur besteht aus einem breiten Centralreflex, von dem in der Richtung der Kantenzone des Oktaëders zwei lange Strahlen ausgehen, die mit kräftigen Culminationen endigen (vergl. Fig. 9).

Die gemessenen Winkel sind:

$$dz = 19^\circ\ 9'$$
$$dz' = 19^\circ\ 45'$$
$$\text{Mittel} = 19^\circ\ 26'$$

Aus dem Mittelwert ergibt sich das Ortsymbol:

$$z = 2{\cdot}004 = 1\,.\,0{\cdot}499.$$

Dieses führt auf die rationale Krystallfläche (221), welche den Winkel $dz = 19^\circ\ 28'$ verlangt.

Nach länger andauernder Aetzung wurde die Lichtfigur undeutlicher, die ganze Platte war von kahnförmigen flachen Aetzrinnen bedeckt (Fig. 8 *b*, *c*). Einzeln traten kleine scharfe Aetzgrübchen auf, welche die Gestalt von Rechtecken haben, die nach der Oktaëderkante gestreckt sind (Fig. 8 *a*). Die kürzeren Seitenflächen, welche Tetrakishexaëderflächen entsprechen, sind sehr flach geneigt; sie erscheinen bei stärkerer Vergrösserung rauh, sie verrathen sich auch kaum im Lichtbilde.

Die Dodekaëderfläche verhält sich somit bei Aetzung mit Salzsäure durchaus analog der Würfelfläche der Zinkblende bei Säureätzung.

Ikositetraëderflächen.

Es wurden nur geschliffene Platten untersucht, parallel den Krystallflächen (611), (411), (311), (211). Die Platten zeigen als charakteristische Erscheinung ebenfalls rinnenförmige Aetzfiguren, deren Längsrichtung wieder der Aetzzone entspricht. Sie sind aber hier deutlich monosymmetrisch.

Auf den Platten parallel (611), (411), (311), zumal von solchen Flussspathkrystallen, die auf der Würfelfläche reichlich die tiefen Aetzfiguren *a* tragen, treten vielfach zwischen den Rinnen tiefere Aetzgrübchen auf, welche gewissermassen einen schiefen Schnitt durch die Aetzfigur des Würfels darstellen. An den Fig. 10*a*, *b* kann man den Uebergang gut erkennen.

Auf den Flächen (211) sind sie seltener, öfter mit Rinnen in der Weise combinirt, wie Fig. 10*c* andeutet. Die Rinnen herrschen hier vor; sie ähneln einigermassen den Aetzrinnen des Dodekaëders, sind aber deutlich monosymmetrisch; man kann eine flachere und eine steilere, in der Aetzzone liegende Seitenfläche erkennen. Die letztere liegt auf den Flächen (112) und (113) bei richtiger Aufstellung unten, neigt also gegen die Würfelfläche, die flachere obere, gegen die Oktaëderfläche geneigte Seitenfläche ist häufig etwas gekrümmt.

Die paarigen Seitenflächen haben, wenn sie überhaupt merkbar entwickelt sind, das charakteristische Aussehen falscher Aetzflächen. Häufig sind sie dicht mit Aetzhügeln bedeckt (Fig. 10*d*).

Das Lichtbild ist meist wenig deutlich. Das Wesentliche ist eine durch den Centralreflex laufende Linie, welche die Aetzzone verräth.

Bei einer Platte von Cumberland, parallel (311) geschliffen und $1^1/_2$ Minuten im Wasserbad in 19procentiger Salzsäure geätzt, zeigte sie in der Richtung gegen die Würfelfläche keine deutlichen Culminationen; nach der anderen Seite, gegen die Oktaëderfläche hin, tritt eine kräftige Culmination auf. Der Abstand dieser mit zwei divergirenden Schweifen versehenen Culmination x vom Centralreflex s war: $sx = 16^0\ 1'$.

Hieraus ergibt sich das Ortsymbol $x = 0{\cdot}620$, welches keine deutliche Beziehung zu einer rationalen Krystallfläche erkennen lässt.

Triakisoktaëder.

Es wurden geschliffene Platten parallel (331) und (221) von Cumberland geprüft, ferner Platten parallel (332) und (331) von Cornwall, (221) von Freiberg.

Sie zeigen Aetzfiguren, welche von den flachen Aetzrinnen auf (211) unter dem Mikroskope kaum zu unterscheiden sind. Sie sind rinnenförmig, mit einer flacheren, dem Oktaëder, und einer steileren, dem Dodekaëder, oder besser gesagt der entfernteren Oktaëderfläche zugewendeten Seitenfläche. Die paarigen Seitenflächen fehlen häufig ganz; wenn sie zum Vorschein kommen, haben sie den Charakter falscher Aetzflächen.

Das Lichtbild besteht aus einer in der Richtung der Aetzzone verlängerten Linie mit ziemlich undeutlichen Culminationen an beiden Enden.

An einer parallel (331) geschliffenen Platte von Cumberland wurden dieselben nach $1^1/_2$ Minuten dauernder Aetzung in 19procentiger Salzsäure im Wasserbade der Messung unterzogen. Bezeichnen wir (331) mit v, die gegen (111) liegenden Reflexe mit z, die gegen (110) liegenden mit z^1 und z^2. Die Messung ergab folgende Winkel:

$$vz = 7^\circ 56'$$
$$vz^1 = 12^\circ 5'$$
$$vz^2 = 21^\circ 55'.$$

Von den drei Aetzflächen entspricht z dem Ortsymbol $1{\cdot}823 = 1\,.\,0{\cdot}549$; diese Fläche gestattet keine einfache Deutung. z^1 fällt nahezu mit dem Dodekaëder zusammen; das Ortsymbol berechnet sich zu $34{\cdot}235 = 1\,.\,0{\cdot}029$. Der Winkel 331.110 ist gleich $13^\circ 16'$. z^2 zeigt keine Annäherung an eine rationale Form; das Ortsymbol ist $4{\cdot}649 = 1\,.\,0{\cdot}215$.

Es ist überhaupt hervorzuheben, dass am Fluorit die Beziehungen der Aetzflächen zu Flächen mit rationalen Axenschnitten nicht mit der Deutlichkeit hervortreten, wie bei anderen Mineralen. Einerseits mag dies an der Ungenauigkeit der Messung liegen, welche durch den geringen Glanz des Minerales bedingt wird. Es hat aber den Anschein, als ob beim Fluorit in der That die Aetz-

flächen weniger durch das Gesetz der rationalen Axenschnitte beeinflusst werden, als beispielsweise die des Magnetit, wo unter Umständen die Uebereinstimmung der Aetzflächen mit rationalen Kantenschnitten eine zwingende ist. Es hat dieses Ergebnis durchaus nichts Befremdliches an sich. Wenn man sich mit dem Gedanken vertraut gemacht hat, dass das Rationalitätsgesetz die Lage der Aetzflächen überhaupt nicht absolut beherrscht, wie ja auch unter den natürlichen Krystallflächen solche vorkommen, die sich der Herrschaft dieses Gesetzes bis zu einem gewissen Grade entziehen; wenn man beachtet, dass selbst bei Krystallen so vollkommener Aetzbarkeit wie bei dem schon als Beispiel aufgeführten Magnetit, die Aetzflächen von krystallographisch gesetzmässiger Lage nur unter gewissen Umständen, bei ganz bestimmten Aetzmitteln entstehen; wenn man dies alles erwägt, ist es leicht verständlich, dass für andere Krystalle diese günstigen Bedingungen schwerer — vielleicht überhaupt nicht erfüllbar sind, und dass man daher auf krystallographische Deutung der Aetzflächen in diesem Falle zu verzichten hat. In einem solchen Fall scheint sich allerdings der Fluorit zu befinden, wenigstens in seinem Verhalten gegen Salzsäure. Man kann dies dadurch zum Ausdruck bringen, dass man sagt, Magnetit sei ein Mineral mit vollkommener, Fluorit eines mit unvollkommener Aetzbarkeit, nach Analogie, wie man Minerale mit vollkommener und unvollkommener Spaltbarkeit unterscheidet.

Tetrakishexaëder.

Während alle bisher betrachteten Flächen entweder ringsum von echten Aetzflächen umschlossene Aetzgrübchen (Würfel und Oktaëder) oder auf zwei Seiten von echten Aetzflächen eingefasste Aetzrinnen liefern (Dodekaëder, Ikositetraëder, Triakisoktaëder), verhalten sich Platten, parallel Tetrakishexaëderflächen geschliffen, anders. Sie geben gar keine vertieften Aetzfiguren, sondern sie bedecken sich mit erhabenen Aetzhügeln. Diese sind beim Fluorit meist sehr klein, lange nicht von der Deutlichkeit und Schönheit, wie sie beispielsweise an der Zinkblende oder am Magnetit zu sehen sind. Sie erscheinen auch stets merklich flacher als die Aetzhügel der genannten Minerale.

Häufig beobachtet man, dass sie am Rande der Platten grösser sind und gedrängter stehen, während sie in der Mitte der

Platte nach längerer Aetzdauer öfter gänzlich fehlen; die Platte erscheint glatt mit unbestimmten welligen Unebenheiten.

Es ist mir nicht gelungen, ein Lichtbild von den geätzten Tetrakishexaëderplatten zu erhalten. Zur Bestimmung der Form ist man daher auf die Beobachtung unter dem Mikroskop und auf Schimmermessungen angewiesen.

Nach Analogie mit anderen bisher untersuchten Krystallen ist zu erwarten, dass die Aetzhügel in ihrer einfachsten Form von den primären Flächen der Aetzzone umschlossen werden, und dass bei weiterer Veränderung dieser einfachsten Form andere Flächen der Aetzzone eintreten, dass ausserdem bei längerer Aetzdauer eine Verschleppung dieser secundären Aetzflächen erfolgt, so dass sie sich aus der Aetzzone gegen die geätzte Fläche hin verschieben; letzteres ist ein rein mechanischer Vorgang, der durch die stärkere Abtragung der Spitzen der Aetzhügel bedingt wird.

Diese Voraussagen, welche auf Grund der Analogie mit anderen Mineralen gemacht werden können, wurden durch die Beobachtung vollständig bestätigt.

Fig. 13 zeigt die Aetzhügel auf einer geschliffenen Platte parallel (102) nach 9 Minuten dauernder Aetzung in 22procentiger Salzsäure bei der Temperatur des Wasserbades. Sie sind im Umriss dreiseitig oder deltoïdisch mit verticaler Symmetrieebene. Die nach oben abfallende Seitenfläche der dreiseitigen Figuren entspricht der Würfelfläche. Statt ihr oder neben ihr treten häufig zwei Facetten auf, die die Lage von Ikositetraëderflächen haben. Die beiden anderen Seitenflächen schliessen einen Winkel ein, der am Photogramm mit dem Transporteur gemessen, von 48°—65° schwankt. Auch hier sieht man öfter deutlich 2 Facetten, die wenig gegen einander geneigt sind, statt einer auftreten.

Der Winkel, den die Tracen der Oktaëderflächen auf (102) mit einander einschliessen, ist 58° 11′, liegt also innerhalb der beobachteten Grenzen.

Auf einer Platte, parallel der Fläche (304) geschliffen und gleich geätzt, sind die Aetzhügel merklich schmaler, die dem Würfel zugewandte Seite ist immer durch 2 Facetten ersetzt, die Tracen der paarigen Seitenflächen schneiden sich unter einem bedeutend kleineren Winkel, welcher an einem Photogramm mittelst Transporteur zu circa 23° gemessen wurde. Die Tracen der Oktaëder-

flächen schneiden sich nach Rechnung auf der Fläche (304) unter einem Winkel von 11° 25′ 20″ (vergl. Fig. 12).

Es wurde noch der Versuch gemacht, durch Schimmermessungen unter dem Mikroskop bei gleichzeitiger Beobachtung des Incidenzwinkels des einfallenden Lichtes sich über die Lage der Seitenflächen der Aetzhügel genauere Rechenschaft zu geben. Diese Messungen haben darunter zu leiden, dass die Aetzhügel sehr klein sind, die Seitenflächen eine recht merkliche Krümmung haben, so dass kein präcises Schimmermaximum eintritt, endlich dass auch der schwache Glanz des Fluorit an sich einer genauen Erfassung der Erscheinung hinderlich ist.

Platte (304). Die unteren Seitenflächen u und die oberen o wurden mittelst Schimmerbeobachtung eingestellt. Der Würfelfläche entsprechend konnte kein deutlicher Schimmer wahrgenommen werden. Die Winkel, welche die Schimmerstellungen rechts und links einschlossen, waren:

für $o_r o_l = 73 \cdot 0^\circ$
„ $u_r u_l = 157^\circ$.

Aus dem letzten Winkel folgt für den Winkel am unteren spitzen Ende 23° (gemessen am Photogramm 21°—24°), für den Winkel am oberen stumpfen Ende 107°.

Durch Einstellen auf das Maximum des Schimmers bei Aenderung des Einfallswinkels wurde ferner bestimmt, dass die oberen Seitenflächen, welche gleichsam die Würfelfläche ersetzen, circa 16·2°, die unteren Seitenflächen circa 20° gegen die geätzte Fläche geneigt sind. [1])

Platte (102) ergab folgende Winkel:

$o_r o_l = 99^\circ$
$u_r u_l = 146 \cdot 9^\circ$
Neigung von $o = 13^\circ$
„ „ $u = 28^\circ$.

Aus dem Winkel $u_r u_l$ folgt der Winkel an der unteren Spitze des Aetzhügels zu 33·1°. Die merkliche Abweichung dieses Winkels von dem durch Messung am Photogramm ermittelten 48°—61° ist wohl durch die Krümmung der Seitenflächen des Aetzhügels bedingt, welche überhaupt eine genauere Messung dieser Gebilde unmöglich

[1]) Ueber die Art, wie diese Bestimmungen gemacht werden, vergl. diese Mitth. VII, pag. 212. Aetzversuche an Mineralen der Magnetitgruppe.

macht. Wenn ich dennoch die Ortsymbole anführe, welche aus den oben mitgetheilten Schimmermessungen sich ergeben, so geschieht es lediglich, um eine beiläufige Vorstellung von der Lage der Seitenflächen der Aetzhügel zu geben, von der mit Sicherheit angenommen werden kann, dass sie um viele Grade ungenau sein mag.

Für die Platte (102) berechnen sich folgende Ortsymbole für die Aetzflächen:

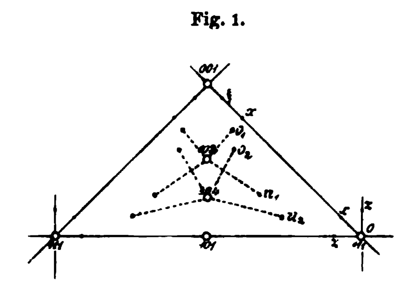
$$o_1 = 0{\cdot}30 . 0{\cdot}16$$
$$u_1 = 0{\cdot}73 . 0{\cdot}59.$$

Für die Platte parallel (304) sind die Ortsymbole:

$$o_2 = 0{\cdot}44 . 0{\cdot}18$$
$$u_2 = 0{\cdot}86 . 0{\cdot}49.$$

Die nebenstehende Projection zeigt die Lage dieser Aetzflächen, wo nebstdem auch die Aetzflächen eingetragen wurden, welche auf einer Würfel- und einer Oktaëderplatte entstanden, die gleichzeitig in derselben Weise geätzt wurden.

Fig. 1.



Die Würfelplatte gab in jedem Strahl des Lichtbildes 2 Culminationen; die an ihr ausgeführten Messungen sind oben, pag. 354, aufgeführt.

Die Oktaëderplatte gab ein sechsstrahliges Lichtbild wie Fig. 16 mit den Messungen:

	ox	*oz*
I. . . .	4° 10′	5° 6′
II. . . .	4° 23′	4° 49′
III. . . .	3° 53′	4° 26′
Mittel. . .	4° 9′	4° 47′

$$x = 0{\cdot}860 \qquad z = 1{\cdot}201 = 1 . 0{\cdot}833.$$

Die danebenstehende Projection zeigt wohl deutlich genug, dass die Aetzhügel auf (102) und (304) von Flächen begrenzt sind, welche zu den auf der Würfel- und Oktaëderfläche entstehenden Aetzflächen eine Beziehung haben.

Man ist versucht, zu sagen: Die erste Tendenz ging dahin, Würfel und Oktaëder auszubilden. Diese primären Aetzhügel werden

aber secundär verändert, indem statt der primären Aetzflächen andere Flächen der Aetzzone, Ikositetraëderflächen, erscheinen; gleichzeitig erfolgt durch raschere Abtragung der Spitze des Aetzhügels die Verschleppung der secundären Aetzfläche gegen die geätzte Fläche hin. Die mit *o* bezeichneten Aetzflächen zeigen deutlicher die Verschiebung in der Aetzzone als die unteren *u*, bei denen man zweifelhaft sein kann, ob sie nicht geradezu als verschleppte Oktaëderflächen aufgefasst werden dürften. Die Krümmung dieser Seitenflächen macht eine Entscheidung unmöglich.

Zu bemerken ist noch, dass unverkennbar die Verschleppung der Aetzflächen beim Fluorit in weit stärkerem Masse eintritt, als bei den übrigen bisher untersuchten Krystallen. Auch das wird man als Kennzeichen für die unvollkommene Aetzbarkeit des Fluorit anführen dürfen.

Platten parallel Hexakisoktaëderflächen habe ich nicht besonders geprüft; doch zeigen gelegentliche Beobachtungen, dass sie Aetzhügel tragen.

Auf einer zufällig entstandenen schiefen Schliffläche habe ich solche Aetzhügel beobachtet. An den seitlichen Kanten rechteckig zugeschliffener Platten, parallel den Ikositetraëder- und Triakisoktaëderflächen, entstehen bei längerer Aetzdauer breite Prärosionsflächen, welche die Lage eines Hexakisoktaëders haben und sich mit schönen, deutlichen Aetzhügeln bedecken. Fig. 11*a* zeigt den linken Seitenrand einer parallel 221 geschliffenen Platte.

Für Aetzung mit Salzsäure können folgende Regeln aufgestellt werden:

Primäre Aetzflächen sind Würfel und Oktaëder, primäre Aetzzonen sind die Ikositetraëder- und Triakisoktaëderzonen. Man hat daher auf der Würfelfläche vierseitige Aetzgrübchen, von Ikositetraëderflächen gebildet.

Auf der Oktaëderfläche: dreiseitige Aetzgrübchen von Ikositetraëderflächen gebildet, oder sechsseitige, von Ikositetraëdern und Triakisoktaëdern gebildet. Erstere, wenn tiefe Aetzfiguren entstehen, letztere, wenn die Aetzflächen im Vicinalbereich der Oktaëderfläche bleiben. Das Vorherrschen der einen oder anderen Art hängt gesetzmässig ab von der Concentration und Temperatur der Salzsäure.

Auf den Dodekaëderflächen, Ikositetraëder- und Triakisoktaëderflächen entstehen nach der Aetzzone gestreckte rinnenförmige Aetzfiguren. Sie sind disymmetrisch auf der ersteren, monosymmetrisch auf den letzteren. Die nicht in die Aetzzone fallenden Seitenflächen der Aetzrinnen haben wechselnde, unbestimmte Lagen.

Auf den Flächen der Pyramidenwürfel entstehen monosymmetrische Aetzhügel, welche von 2 Paaren verschleppter Ikositetraëderflächen gebildet werden, zu denen noch eine verschleppte Würfelfläche kommen kann.

II. Aeussere Einflüsse.

A. Versuche mit Fluorit von Cumberland.

1. Einfluss der Concentration.

Die pag. 356 u. ff. mitgetheilten Messungen an Flussspathplatten lassen erkennen, dass die Concentration des Aetzmittels auf die Lage der Aetzflächen einen merklichen Einfluss besitzt.

Zur genaueren Prüfung dieses Einflusses wurde so verfahren. Spaltblättchen, welche hintereinander also in ähnlicher Lage vom selben Krystall von Cumberland genommen waren, wurden in gleichen Mengen von 5-, 10-, 15- und 20procentiger Salzsäure durch gemessene Zeiten bei der Temperatur des Wasserbades geätzt und die gewonnenen Präparate unter dem Mikroskop und mit dem Goniometer gemessen.

Das Resultat der Messung enthält die folgende Tabelle. In derselben sind nebst den am Goniometer bestimmten Abmessungen der Strahlen des Lichtbildes in den Colonnen x und z die daraus berechneten Ortsymbole aufgeführt; unter ∢ a und b sind die Winkel angeführt, welche die Polkanten der vertieften Pyramide der Aetzfigur mit einander zu bilden scheinen, wenn sie auf der horizontal liegenden Oktaëderfläche mit dem Mikroskop betrachtet werden; und zwar ist ∢ a der Winkel jener Kanten, welche die Ikositetraëderflächen x, ∢ b der Winkel jener Kanten, welche die Triakisoktaëderflächen z einschliessen (vergl. hierzu Fig. 5 c).

Dieser Winkel wurde auf graphischem Wege aus der Position der Flächen x und z ermittelt; die berechneten Werte stellen also

nur eine Annäherung dar, welche aber vollkommen zum Vergleich mit den beobachteten Werten ausreicht. Letztere sind Mittelwerte, welche durch Messung der drei Winkel *a* und der drei Winkel *b* an je drei ausgesucht vollkommenen Aetzfiguren ermittelt wurden.

Die gemessenen Einzelwerte schwanken ganz ausserordentlich, eine Beobachtung, welche in ähnlichen Fällen auch von Ebner am Calcit gemacht hat. Indessen sind die festzustellenden Unterschiede so bedeutend, dass auch die gewiss ungenauen Mittelwerte die gesetzmässige Aenderung leicht erkennen lassen.

Versuch I.

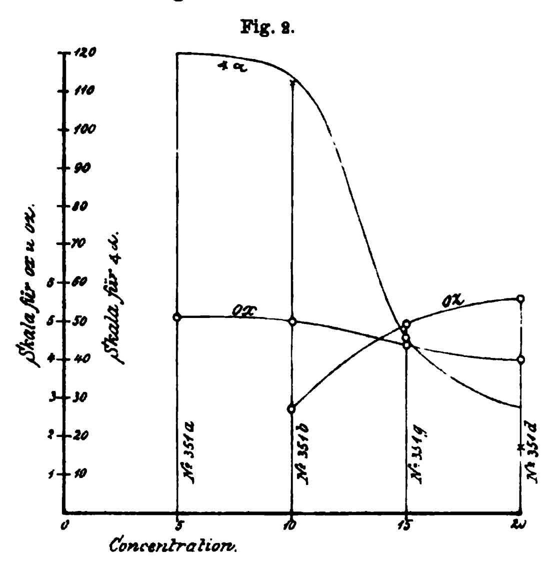
Nr.	Säure	Dauer	*o x*	*o s*	*x*	*s*	∢ *a* be-rechnet	∢ *a* beob-achtet	∢ *b* be-rechnet	∢ *b* beob-achtet
351 *a*	5%	5 Min.	5° 31′ 5° 6′ 4° 50′	Nicht vorhanden						
		Mittel	5° 9′		0·831		120°	—	0°	—
351 *b*	10%	5 Min.	5° 0′ 4° 52′ 5° 12′	3° 25′ 2° 16′ 2° 28′						
		Mittel	5° 1′	2° 43′	0·834	1·108	114·4°	112·3°	5·6°	7·7°
351 *c*	10%	2 Min.	6° 33′ 4° 14′ 4° 8′	Nicht messbar						
		Mittel	4° 59′		0·835	—	—	109·8°	—	10·2°
351 *g*	15%	2 Min.	4° 13′ 4° 40′ 4° 0′	4° 57′ 4° 40′ 5° 20′						
		Mittel	4° 18′	4° 58′	0·856	1·210	45·6°	45·1°	74·4°	74·7°
351 *d*	20%	2 Min.	4° 8′ 3° 56′ 3° 56′	5° 5′ 6° 0′ 5° 44′						
		Mittel	4° 0′	5° 36′	0·865	1·241	27·7°	17·3°	92·3°	102·7°

Die Resultate dieser Versuchsreihe sind in der nachfolgenden Figur 2 graphisch dargestellt.

Bei einem anderen Versuch, ebenfalls mit Spaltstücken von Cumberland ausgeführt, wurde die Säure siedend angewandt; die

Temperatur war also etwas höher wie bei dem vorigen Versuch, ungefähr = 106° C. Die Aetzung wurde bis zur Erzeugung eines deutlichen Lichtbildes fortgesetzt.

Fig. 2.



Versuch II.

Nr.	Säure	Dauer	o x	o s	x	s	∢ a ber.	∢ a gem.	∢ b ber.	∢ b gem.
325	5%	6 Min.	5° 55′ 6° 19′ 5° 46′	Nicht vorhanden						
		Mittel	6° 0′	—	0·806	—	120°	120°	0°	0°
340	10%	3 Min.	5° 7′ 3° 43′ 4° 26′	5° 10′ 4° 15′ 4° 38′						
		Mittel	4° 25′	4° 41′	0·853	1·197	54°	52°	66°	68°
337	20%	2 Min.	3° 49′ 4° 9′ 3° 53′	6° 24′ 5° 19′ 6° 29′						
		Mittel	3° 57′	6° 4′	0·867	1·265	19·5°	22·4°	100·5°	97·6°

Bei einem dritten Versuche wurden blos die Mittelzahlen der Winkel *a* und *b* bestimmt. Die Versuchsdauer war bei allen Platten

gleich $1\frac{1}{2}$ Minuten, die Temperatur war die Siedetemperatur der betreffenden Säure.

Versuch III.

Nr. 333	Säure	5%	∢ a = 120°	∢ b = 0°
Nr. 334	„	10%	∢ a = 84·5°	∢ b = 35·5°
Nr. 335	„	15%	∢ a = 43°	∢ b = 77°
Nr. 336	„	20%	∢ a = 17·5°	∢ b = 102·5°

Diese Versuche beweisen, dass ein gesetzmässiger Zusammenhang besteht zwischen der Lage der Aetzflächen auf der Oktaëderfläche und der Concentration des Lösungsmittels.

Bei sehr geringer Concentration, 5 Procent und geringer, entstehen blos Ikositetraëder, bei einer etwas grösseren treten daneben Triakisoktaëderflächen auf, welche anfangs eine solche Lage haben, dass sie die Kante des vertieften Ikositetraëders nahezu gerade abstumpfen. Während sich bei weiterer Concentration die Ikositetraëderflächen mehr und mehr der Oktaëderfläche nähern, entfernen sich die Triakisoktaëder immer weiter von derselben, so dass bei einer bestimmten Concentration Aetzfiguren entstehen, deren 6 Seitenflächen gleich gegen die Oktaëderfläche geneigt sind. Bei noch weiterer Steigerung der Concentration gelangt man zu einem Punkt, wo nahezu die Ikositetraëderflächen die vertieften Kanten des Triakisoktaëders gerade abstumpfen. Es verdient aber hervorgehoben zu werden, dass bei noch so weit getriebener Concentration niemals reine Triakisoktaëderfiguren erzeugt werden konnten.

Die Concentration, bei welcher die beiderlei Aetzflächen gleich geneigt sind gegen die Oktaëderfläche, bei welcher also $a = b = 60°$, ist bei den verschiedenen Versuchen nicht die gleiche. Aus Versuch III, bei welchem die Winkel a und b sich am regelmässigsten mit der Concentration ändern, wohl Dank der gleichen Versuchsdauer, würde sich diese Concentration durch graphische Interpolation zu ungefähr $12\frac{1}{2}$ Procent ergeben. Aus Versuch I, welcher bei etwas niederer Temperatur ausgeführt wurde, zu etwa 14 Procent. Versuch II ist wegen der allzu verschiedenen Versuchsdauer wohl am wenigsten vertrauenswürdig. Hier würde die kritische Concentration bei 9 Procent liegen.

Der Unterschied zwischen I auf der einen, II und III auf der anderen Seite ist wahrscheinlich in der geänderten Temperatur begründet.

2. Einfluss der Temperatur.

Dieser Hinweis wurde weiter verfolgt und einige weitere Aetzversuche bei verschiedener Temperatur mit 20procentiger Säure angestellt. Eine grosse Schwierigkeit liegt hier in der Langsamkeit, mit der Salzsäure bei niederen Temperaturen den Flussspath angreift. Um deutliche Aetzfiguren zu erhalten, ist es nothwendig, die Säure lange Zeit einwirken zu lassen; damit kommt ein weiteres Moment in's Spiel, dessen Einwirkung sich nur schwer beurtheilen lässt. Die folgenden Versuche zeigen aber, dass eine Herabminderung der Temperatur ähnlich wirkt wie eine Herabminderung der Concentration.

Um den Einfluss der Temperatur zu erkennen, kann man die Platten 351 *d* und 337 vergleichen. Ausserdem wurden noch drei andere Platten geätzt.

Eine (Nr. 343) wurde bei Zimmertemperatur (16° C.) durch 4 Stunden der Einwirkung der Säure ausgesetzt; sie ist mit Ikositetraëderfiguren bedeckt und gibt ein Lichtbild mit je zwei Culminationen in jedem Strahl.

Eine zweite Platte (Nr. 345) wurde erst 10 Minuten bei einer Temperatur von 48° C. in 20procentiger Säure geätzt. Sie liess kleine Ikositetraëderfiguren erkennen, deren Kanten schwach durch Triakisoktaëderflächen abgestumpft waren. Da die Figuren zu klein, das Lichtbild daher undeutlich war, wurde die Platte weitere 10 Minuten geätzt. Die Temperatur war inzwischen auf 46° C. herabgegangen. Das Lichtbild zeigte nun Ikositetraëder- und Triakisoktaëderstrahlen. Die ersteren liessen zwei Culminationen erkennen. Zur Berechnung der Winkel *a* und *b* wurden die äusseren Culminationen verwendet. Der eine der drei Strahlen war wegen Streifung der Platte durch Absätze der Spaltfläche nicht gut messbar; daher wurden nur 2 Strahlen gemessen.

(Nr. 341.) Eine dritte Platte wurde durch 15 Minuten bei einer Temperatur von 60° C. geätzt. Sie zeigte scharfe Figuren, in denen Ikositetraëder und Triakisoktaëder so genau im Gleichgewicht waren, dass weder das Auge, noch die Messung einen Unterschied der Winkel *a* und *b* feststellen konnte. Leider waren sie zu wenig zahlreich, so dass keine Goniometermessung stattfinden konnte.

Das Resultat der Messung an diesen drei Platten zeigt folgende Tabelle, wobei die Platten Nr. 351 *d* und Nr. 337 nochmals mit angeführt sind.

Nr. 343.

Temperatur 16° C. Dauer 4 Stunden.

	$o\,x$	$o\,x'$	x	x'	$\sphericalangle a$	$\sphericalangle b$
I	10° 1′	3° 49′				
II	11° 2′	3° 37′				
III	9° 27′	3° 11′				
Mittel	10° 10′	3° 32′	0·697	0·880	120°	0°

Nr. 345.

Temperatur 48—46° C. Dauer 20 Minuten.

	$o\,x$	$o\,x'$	$o\,z$	x	x'	z	$\sphericalangle a$		$\sphericalangle b$	
							ber.	gem.	ber.	gem.
I . . .	5° 23′	4° 42′	4° 23′							
II . . .	4° 54′	4° 22′	4° 40′							
Mittel	5° 9′	4° 32′	4° 32′	0·899	0·830	1·189	72·8°	84·7°	47·2°	35·3°

Nr. 341.

Temperatur 60° C. Dauer 15 Minuten.

$\sphericalangle a = \sphericalangle b = 60°$.

Nr. 351 *d*.

Temperatur 100° C. Dauer 2 Minuten.

$o\,x$	$o\,z$	x	z	$\sphericalangle a$		$\sphericalangle b$	
				berechnet	gemessen	berechnet	gemessen
4° 0′	5° 36′	0·865	1·241	27·7°	17·3°	92·3°	102·7°

Nr. 337.

Temperatur 106° C. Dauer 2 Minuten.

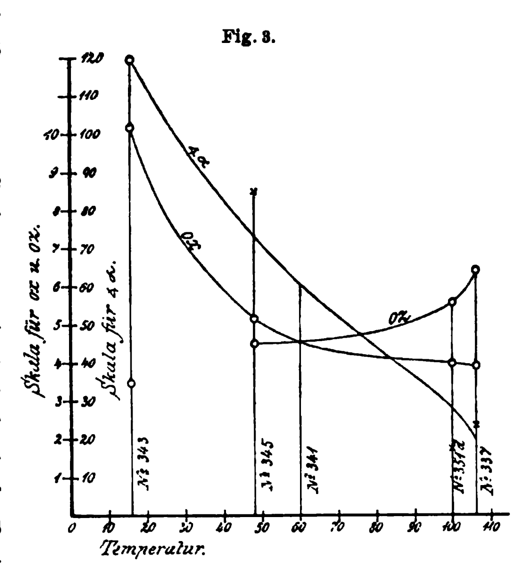
$o\,x$	$o\,z$	x	z	$\sphericalangle a$		$\sphericalangle b$	
				berechnet	gemessen	berechnet	gemessen
3° 57′	6° 4′	0·867	1·265	19·5°	22·4°	100·5°	97·6°

Aus den angeführten Messungen ergibt sich:

Mit steigender Temperatur nimmt der Winkel $o\,x$ ab, der Winkel $o\,z$ zu; $\sphericalangle a$ nimmt mit der Temperatur ab, $\sphericalangle b$ nimmt mit

der Temperatur zu. Bei einer Temperatur von 60° ist $\sphericalangle a = \sphericalangle b = 60°$, $ox = oz$. Wenn man, wie in beistehender Figur, die Temperaturen als Abscissen, ox und oz als Ordinaten aufträgt, so schneiden sich die durch graphische Interpolation erhaltenen Curven der x und z in der That ungefähr bei der Abscisse T = 60°.

Fig. 3.



Abgesehen von diesen mit Sicherheit constatirten Einflüssen der Concentration und der Temperatur gibt es noch andere Momente, die auf den Erfolg der Aetzung von Einfluss sind. So die Beschaffenheit der der Aetzung dargebotenen Fläche. Eine rauh geschliffene Fläche lieferte bei der Aetzung viel tiefere Aetzgrübchen als eine Spaltfläche. Die Zeit der Aetzdauer ist ebenfalls von Einfluss; er lässt sich aber schwer in bestimmter Weise darstellen. Es hat den Anschein, dass bei kurzer Aetzdauer einfache Figuren entstehen mit glatten ungebrochenen Seitenflächen. Bei langer Aetzdauer werden die Seitenflächen treppenförmig gestreift. Die Seitenkanten lassen dann häufig einen gebrochenen Verlauf erkennen. Fig. 5 *e* zeigt einen extremen Fall, das Resultat einer 19 Stunden dauernden Aetzung in 20procentiger Salzsäure bei Zimmertemperatur.

B. Versuche mit anderen Fluoriten.

Die gesetzmässige Aenderung der Lage der Aetzflächen auf der Oktaëderfläche liess sich auch an anderen Flussspathen erkennen, jedoch habe ich an anderen Vorkommen weniger Versuche angestellt.

Flussspath von Freiberg (Nr. 306), $2^1/_2$ Minuten in sehr verdünnter siedender Salzsäure geätzt, zeigte Ikositetraëderfiguren und der Winkel ox wurde = 17° 33 gefunden.

Flussspath vom selben Fundort 1 Minute in siedender circa 18procentiger Salzsäure geätzt, zeigte ein sechsstrahliges Lichtbild und die Abmessungen:

$$oz = 6^{0}\,26' \qquad ox = 4^{0}\,43'.$$

Flussspath von Cornwall mit sehr verdünnter Salzsäure geätzt gibt ausschliesslich Ikositetraëderfiguren und ein dreistrahliges Lichtbild. Platten desselben Minerales mit concentrirter Salzsäure geben Triakisoktaëderfiguren, und im Lichtbild sind die Triakisoktaëderstrahlen vorherrschend, die Ikositetraëderstrahlen kommen nur in Gestalt von Brücken zwischen den anderen Strahlen mit einer ausgesprochenen Culmination in der Mitte zum Vorschein.

Dass auch auf den Würfelflächen die Lage der Aetzflächen in ähnlicher Weise von den äusseren Umständen abhängt, beweist folgende kleine Versuchsreihe mit natürlichen Würfelflächen des Fluorit von Cornwall. Da bei diesem Fluoritvorkommen der Centralreflex auf der Würfel- wie auf der Oktaëderfläche verloren geht, muss man den Winkel gegenüberliegender Reflexe messen. Die Messungen sind in folgender Tabelle zusammengestellt.

Nr.	Säure	$x_1\,x_3$	$x_2\,x_4$	$x\,x$ Mittel	$h\,x$	x
312	4%	40° 7′	40° 8′	40° 8′	20° 4′	0·258
311	7%	33° 58′	34° 17′	34° 8′	17° 4′	0·217
310	11%	19° 57′	20° 9′	20° 3′	10° 2′	0·125

Auch hier zeigt sich mit zunehmender Concentration ein flacherwerden der Aetzfiguren.

III. Fluorite mit anomalen Aetzfiguren.

Manche Fluorite zeigen bei Aetzung mit Säuren eigenthümliche Erscheinungen, welche an die anomalen Pyrite erinnern, die ich vor mehreren Jahren beschrieben habe. Am ausgeprägtesten kommen diese Anomalien an farblosen Würfeln vom

Fluorit von Cornwall

vor. Die Krystalle der von mir untersuchten Stufe zeigen ausschliesslich den Würfel als Krystallform. Bei vollkommener Durchsichtigkeit sind die grösseren Krystalle in ihren verschiedenen Theilen nicht absolut parallel, so dass die Winkel der Würfelflächen vom rechten

Winkel manchmal selbst für das freie Auge merklich abweichen. Kein Krystall der Druse zeigt die am Fluorit so häufige Zwillingsbildung; die Würfelflächen sind frei von Vicinalflächen, aber matt und rauh, was wahrscheinlich auf natürliche Aetzung zurückzuführen ist.

Ich habe an diesen Fluoritkrystallen an Spaltflächen nach dem Oktaëder, sowie an natürlichen Würfelflächen, eine ziemliche Reihe von Beobachtungen angestellt, welche zum Theil als eine Ergänzung der früher mitgetheilten Beobachtungen über den Einfluss der Concentration gelten können.

α) Oktaëderplatten.

Aetzt man eine Oktaëderspaltfläche, welche von der Nähe der Würfelecke genommen ist, und die Würfelflächen am Rande noch erkennen lässt, so beobachtet man nach der Aetzung eine Dreitheilung der Platte; die Grenzen der Sectoren, die übrigens nie absolut scharf hervortreten, laufen gegen die Würfelkanten des Krystalls hin (Fig. 19).

Die Form der auf der Oberseite der Platte entstehenden Aetzfiguren zeigen die Zeichnungen am Rande der Fig. 19. Die Aetzfiguren sind nicht trisymmetrisch, wie man auf der Oktaëderfläche erwarten sollte, sondern sie sind deutlich monosymmetrisch. Man erkennt sehr deutlich eine steilere unpaare Fläche *s*, welche der dem Sector anliegenden Würfelfläche gegenüberliegt, und zwei flachere, paarige, gleichgeneigte Seitenflächen *f*. Auf der Unterseite des Krystalls haben die Aetzflächen genau die entgegengesetzte Lage, wie die punktirte Zeichnung Fig. 19 andeutet. Die steile Aetzfläche liegt nun im Sector 1 oben.

Das Lichtbild einer vollständigen, alle 3 Sectoren enthaltenden Spaltlamelle zeigt Fig. 22. Es ist trisymmetrisch, in jedem Strahl der Lichtfigur sind die Reflexe verdoppelt. *s* sind die Reflexe der steileren, *f* der flacheren Aetzflächen; die vom selben Sector herrührenden Reflexe sind mit demselben Index versehen; man sieht, dass die Reflexe *f* je von zwei verschiedenen Sectoren zusammenfallen.

Wenn man eine Spaltlamelle untersucht, die nur einen Sector enthält, oder wenn man nur einen Sector spiegeln lässt, die anderen mit Tusch bedeckt, so erhält man ein deutlich monosymmetrisches Lichtbild.

Fig. 23 zeigt dasselbe in jener Stellung, wie es von Sector 1 der Fig. 19 geliefert wird.

An einer Reihe solcher Spaltblättchen, die immer nur einen Sector enthielten, wurden Aetzversuche mit steigender Concentration der Salzsäure gemacht. Die Aetzfiguren wurden durch Messung des Lichtbildes geprüft. Hierbei musste der Centralreflex, der bei diesem Flussspathvorkommen bei der Aetzung völlig verloren geht, durch Anschlagen einer Spaltfläche nach der Aetzung oder Auflegen eines Deckglassplitters erzeugt werden.

Nr. 312. Die Platte wurde 2 Minuten in siedender, mit 8 Theilen Wasser verdünnter Salzsäure geätzt (Gehalt circa 4 Procent).

Das Lichtbild liess den Unterschied der Strahlen f und s namentlich an der verschiedenen Ausdehnung sehr deutlich erkennen. Bei der Einstellung der Culminationen trat der Unterschied weniger grell hervor. Strahl s beginnt in einem Winkelabstand von $7^1/_4{}^0$ vom Centralreflex und reicht bis 24°. Die beiden Strahlen f lassen sich bis 16° und 19° verfolgen. Die Abmessungen an den Culminationen ergeben:

$os = 11^0\,4'$ hieraus das Ortsymbol: $s = 0{\cdot}675$

$of_1 = 10^0\,1'$

$of_2 = 10^0\,5'$

Mittel $of = 10^0\,3'$ $f = 1\,.\,1{\cdot}430 = 0{\cdot}699$.

Bei Einstellung der Kantenzonen von (111) mittelst der benachbarten Oktaëderflächen lagen sowohl s als f genau in den Ikositetraëderzonen.

Nr. 311. Die Platte wurde geätzt wie 312, aber in mit 4 Theilen Wasser verdünnter Säure (Gehalt circa 7 Procent).

Hier zeigten die f nicht nur eine noch merklich flachere Lage, sondern auch eine Abweichung von der Ikositetraëderzone. Sie wurde in der Weise bestimmt, dass einmal die Zone $[111\,.\,1\bar{1}1]$ justirt und nach der bekannten Websky'schen Methode die Abweichung des Reflexes f von der justirten Zone gemessen wurde. Dann wurde die Zone of justirt, und die Abweichung der benachbarten Oktaëderfläche in gleicher Weise bestimmt. Hieraus ergeben sich zwei Werte für den Winkel foo', aus denen das Mittel den weiteren Berechnungen zu Grunde gelegt wurde. Der Reflex s liegt genau in der Ikositetraëderzone. Zur weiteren Controle wurde auch noch der Winkel $f_1 f_2$ gemessen und bei Einstellung dieser Zone die Ab-

weichung des Centralreflexes o beobachtet. Diese Controlbestimmungen wurden mit den aus dem Ortsymbol berechneten Winkeln verglichen.

Die Messung an Nr. 311 ergab

$$\begin{aligned} os &= 11^\circ\,17' \\ of_1 &= 7^\circ\,32' \\ of_2 &= 7^\circ\,31' \\ \hline \text{Mittel } of &= 7^\circ\,31' \end{aligned}$$

η_1 von f bei Einstellung der Zone $oo' = 6'\,50''$; hieraus $\sphericalangle foo' = 53'$
η_2 von o' „ „ „ „ $of = 55'\,40''$; „ $\sphericalangle foo' = 42'$
Mittel $= 47'$

Aus diesen Messungen folgen die Ortsymbole:

$$s = 0{\cdot}670;\; f = 1{\cdot}306\,.\,0{\cdot}995.$$

Es ist somit f aus der Ikositetraëderzone heraus und gegen die dem Sector benachbarte Würfelfläche hingerückt.

Aus dem Ortsymbol würden die Controlwinkel:

$f_1 f_2 = 13^\circ\,8'$ und die Abweichung der Fläche o bei Einstellung dieser Zone $\eta_0 = 3^\circ\,41'$ folgen. Die zur Controle gemessenen Winkel sind: $f_1 f_2 = 12^\circ\,33'$ $\eta_0 = 3^\circ\,50'$.

Nr. 310. Wurde ebenso behandelt wie 311, mit Salzsäure, welche mit 2 Theilen Wasser verdünnt war (Procentgehalt ungefähr 11 Procent).

Die Messung der Lichtfigur des Oktaëders ergab:

$$\begin{aligned} os &= 10^\circ\,10' \\ of_1 &= 6^\circ\,38' \\ of_2 &= 7^\circ\;\;0' \\ \hline \text{Mittel} &= 6^\circ\,49'. \end{aligned}$$

η_1 von f bei Einstellung der Zone $o\,o' = 8'\,40''$
hieraus . . . . $foo' = 1^\circ\,12'\,50''$
η_2 von o_1 bei Einstellung der Zone $of = 1^\circ\,26'\,50''$
hieraus . . . . $foo' = 1^\circ\,31'\,40''$
Mittel $= 1^\circ\,22'$.

Aus den angeführten Messungen folgen die Ortsymbole:

$$s = 0{\cdot}696$$
$$f = 1{\cdot}272\,.\,0{\cdot}992.$$

Somit hat die Verrückung von *f* aus der Aetzzone bei stärkerer Concentration zugenommen. Aus dem Ortsymbol berechnen sich folgende Winkel, die mit der Messung zur Controle verglichen werden:

$f_1 f_2$	11° 58′	berechnet,	11° 38′	beobachtet
η_0	3° 17′	„	3° 20′	„

Diese Lichtfigur ist in Fig. 23 abgebildet. Man bemerkt ausser der verschobenen Lage von *f* noch eine starke Brücke, welche den Eindruck der Monosymmetrie noch verstärkt.

In der folgenden kleinen Tabelle sind die Mittelwerte dieser Versuchsreihe nochmals zusammengestellt, und auch die an den natürlichen Würfelflächen derselben Präparate gewonnenen Zahlen, die schon früher angeführt wurden, angeschrieben.

Nr.	Säure	*os*	*of*	∢ *foo′*	*s*	*f*	*hx*	*x*
310	11%	10° 10′	6° 49′	1° 22′	0·696	1·272 . 0·992	10° 2′	0·125
311	7%	11° 17′	7° 31·5′	47′	0·670	1·306 . 0·995	17° 5′	0·217
312	4%	11° 4′	10° 2′	0′	0·675	1·430 . 1	20° 4′	0·257

Aus der Tabelle ist das Flacherwerden der Ikositetraëder-Figuren, sowohl auf der Oktaëder- als auf der Würfelfläche mit zunehmender Concentration, aber auch die gleichzeitig sich steigernde Monosymmetrie der Oktaëderfiguren zu ersehen.

β) Würfelplatten.

Die im vorigen Abschnitt erwähnten natürlichen Würfelflächen lassen nach der Aetzung keine Anomalie erkennen. Die Fläche, schon vor der Aetzung etwas rauh und matt, erscheint nach der Aetzung gänzlich glanzlos und dicht bedeckt mit kleinen, aber tiefen Ikositetraëderfiguren. Nur nahe der natürlichen Würfelkante und in der Nähe der Ecken findet man einige glänzende Partien, die im Lichtbild einen Centralreflex mit vicinalen Ikositetraëderstrahlen entstehen lassen und flache Aetzfiguren tragen.

Eine Schliffplatte etwas unter der natürlichen Oberfläche genommen und geätzt zeigt ein anderes Verhalten. Fig. 18 stellt eine solche Platte dar; sie ist oben und links durch die natürlichen Würfelflächen $\bar{1}00$ und $0\bar{1}0$, rechts durch eine Spaltfläche begrenzt. In der Mitte erkennt man ein in der idealen Ergänzung quadratisches Mittelfeld, welches sich genau so verhält wie die natürliche Würfelfläche. Dieses Mittelfeld ist umgeben von einem mehr oder weniger breiten Saum, der mit flachen Aetzfiguren bedeckt ist. Er

erscheint unter Schwinden des Mittelfeldes um so breiter, je näher der Mitte des Krystalls die Schlifffläche gerückt wird.

Dieser Rand verhält sich etwas verschieden, je nachdem er der Würfelfläche $\bar{1}00$ oder $0\bar{1}0$ anliegt: die flachen Aetzfiguren sind nämlich in zusammenfliessende Reihen angeordnet, welche senkrecht stehen auf der anliegenden Würfelfläche. Fig. 18 zeigt in der oberen Zeichnung diese Structur auf dem oberen Randtheil. Die Figur rechts unten zeigt die Form der tiefen Aetzfiguren des Mittelfeldes.

Die Grenze zwischen den Sectoren und dem Mittelfeld erscheint ganz scharf mit Ausnahme der Partie um die Ecken der Platte, wo glänzende, mit flachen Aetzfiguren besetzte Partien sich in das matte Mittelfeld hineinschieben und die Grenze der randlichen Sectoren und des Mittelfeldes verwischen. Hier verschwindet auch die reihenweise Anordnung der Aetzfiguren.

Fig. 21 zeigt das Lichtbild einer derartigen Platte, welche ausser dem Mittelfeld noch Theile des oberen randlichen Sectors der Fig. 18 enthält. Es besteht aus 4 Reflexen x_1 bis x_4, die vom Mittelfeld geliefert werden, und 4 Reflexen w_1 bis w_4, die vom Sector stammen. Stellt man die Ikositetraëderzone mittelst angeschlagener Spaltflächen nach dem Oktaëder ein, so beobachtet man, dass die x genau in dieser Zone liegen, während die w gesetzmässig von ihr abweichen.

Je zwei w Reflexe, die in der Richtung der Reihen von flachen Aetzgrübchen liegen, nähern sich einander, so dass Lichtbild und Aetzfigur disymmetrisch werden, indem die Normale zur anliegenden Würfelfläche sich anders verhält als die Normale zur seitlichen.

Ich glaubte eine Zeitlang an den Aetzfiguren sogar eine Monosymmetrie wahrzunehmen, indem mir bald die beiden vorderen, bald die beiden hinteren Seitenflächen steiler zu sein schienen als die entgegengesetzten, so dass monosymmetrische Figuren in zwei zwillingsgemässen Stellungen auftreten würden; ich beobachtete ferner, dass solche monosymmetrische Figuren schaarenweise parallel stehen, so dass der Gedanke an einen mimetischen Zwillingsbau nahe lag. Indessen habe ich mich überzeugt, dass dies mit dem hypoparallelen Aufbau der Krystalle zusammenhängt, und durch eine unrichtige Lage der Schlifffläche bedingt wird.

Es wurde erwähnt, dass die Krystalle von Cornwall aus hypoparallelen Theilen aufgebaut sind. Wird nun eine Schlifffläche parallel

der Würfelfläche des Hauptkrystalls angelegt, so wird sie, da die hypoparallelen Theile eine Würfelkante mit dem Hauptkrystall parallel haben, diese in der Richtung eines sehr flachen, nach vorne oder hinten geneigten Pyramidenwürfels treffen.

Je nach dem einen oder dem anderen Fall werden die Aetzfiguren auf dieser Schliffläche am vorderen oder hinteren Ende steiler erscheinen, aber stets monosymmetrisch bleiben.

Ich konnte in der That den Zusammenhang solcher mit monosymmetrischen Aetzfiguren bedeckten Streifen mit hypoparallelen Theilen des Krystalls verfolgen. Die Erscheinung habe ich deshalb eingehender besprochen, weil sie recht deutlich zeigt, wie vorsichtig man in der Deutung von Asymmetrie von Aetzfiguren, zumal auf Schliffflächen, sein muss.

Es ist also festzustellen, dass die flachen Aetzfiguren der Randsectoren disymmetrisch nach den Würfelkanten sind. Der Eindruck der Disymmetrie wird auch hier durch „Brücken" unterstützt, welche die einander näher rückenden Reflexe w verbinden. Diese Brücken sind wohl ein Interferenz- oder Beugungsphänomen. Durch das reihenweise Aneinanderrücken der flachen Aetzfiguren entstehen Rinnen, deren Seitenflächen aus einer wie Combinationsriefung wirkenden Abwechslung der betreffenden zwei w-Flächen bestehen. Die Brücken bei der Oktaëder-Lichtfigur Fig. 23 haben eine ähnliche Entstehung.

Die Positionsbestimmungen, nach denen Fig. 21 gezeichnet wurde, gründen sich auf folgende Messungen:

Einstellung der Zone $x_1\,x_2$

$x_1\,x_2 = 67^\circ\,1'$
$w_1\,w_2 = 15^\circ\,20'$ gemessen in der Zone $x_1\,x_2$
η der w von der Zone $x_1\,x_2 = 21'\,19''$

Einstellung der Zone $x_3\,x_4$

$x_3\,x_4 = 67^\circ\,32'$
$w_3\,w_4 = 16^\circ\,3'$
η der w von der Zone $x_3\,x_4 = 21'\,19''$

Aus diesen Messungen berechnet man folgende Positionen:

$$x_2 = 0{\cdot}470$$
$$w_2 = 0{\cdot}093\,.\,0{\cdot}102.$$

Zur Controle wurden folgende Winkel gerechnet und mit der Beobachtung verglichen:

$x_1\, x_3 = 47^\circ\, 46'$	$w_1\, w_3 = 11^\circ\, 44'$
$x_2\, x_4 = 46^\circ\, 24'$	$w_2\, w_4 = 11^\circ\, 59'$
$x_1\, x_4 = 46^\circ\, 40'$	Mittel $= 11^\circ\, 52'$ berechnet $11^\circ\, 36'$
$x_2\, x_3 = 46^\circ\, 17'$	$w_1\, w_4 = 10^\circ\, 53'$
Mittel $= 46^\circ\, 47'$ (berechnet $46^\circ\, 7'$)	$w_2\, w_3 = 10^\circ\, 23'$
	Mittel $= 10^\circ\, 38'$ berechnet $10^\circ\, 35'$.

Fluorit von Derbyshire.

Wasserklare, würfelförmige Krystalle mit einem trüben Kern, welche mit jüngerem Kalkspath auf älterer brauner Blende und Quarz aufsitzen, verhalten sich im Aufbau den eben beschriebenen Krystallen ganz ähnlich. Minder deutlich sind die Erscheinungen in Würfelplatten: dagegen zeigen Oktaëderplatten prachtvoll die Sectorentheilung. Die Monosymmetrie der Aetzfiguren wird hier in ähnlicher Weise erreicht, wie ich seinerzeit am Magnetit [1]) beschrieben habe.

Fig. 20 zeigt die Form der Figuren, wie sie sich in Sector I der Fig. 19 darstellen. Die steile Fläche ist von einer bisweilen nur mässig grossen schnabelartigen Vertiefung durchbrochen, in welche die flacheren Seitenflächen mit der zwischenliegenden Kante sich fortsetzen; seitlich wird sie von sehr steil einfallenden Flächen begrenzt, die einen etwas kleineren Winkel mit einander einschliessen, als der gegenüber liegende Dreieckswinkel von 60°.

Da diese kleinen Flächen wegen ihrer Steilheit goniometrisch nicht bestimmt werden können, ist eine genaue Fixirung ihrer Lage nicht möglich.

Nach Analogie mit dem Magnetit möchte ich annehmen, dass es auf dem oberen Sector der Oktaëderfläche 111 Flächen der zwischen $\bar{1}11$ und 010, ferner zwischen $1\bar{1}1$ und 100 gelegenen Ikositetraëderzonen der benachbarten Oktanten seien.

Die Figur zeigt den Uebergang zu ganz seltsamen schnabelähnlichen Aetzgrübchen, in denen die steile Seitenfläche *s* vollständig verschwunden ist und der Umriss der dicht gedrängt stehenden Figuren lanzettförmig wird.

Fluorit von Freiberg.

Auch an vielen Krystallen von Freiberg kann man, zumal auf der Oktaëderspaltfläche, die anomalen Erscheinungen deutlich wahr-

[1]) Diese Mitth. VII, pag. 204.

nehmen. Die Präparate ähneln auch in der Form der Aetzfiguren durchaus dem Fluorit von Cornwall.

An keinem der mit starker Vicinalflächenbildung versehenen englischen Fluorite habe ich diese anomalen Aetzfiguren beobachtet.

Fluorit von Andreasberg.

Licht berggrüne, auf einer Oktaëderfläche trübe oktaëdrische Krystalle, welche auf flächenreichen Calcitkrystallen sitzen, zeigen ebenfalls anormale Aetzfiguren. Die Oberfläche der Krystalle zeigt bei Aetzung mit verdünnter heisser Salzsäure nichts Abweichendes. Eine durch die Mitte des Krystalls gelegte Spaltfläche zeigt dagegen prachtvolle Sectorentheilung. Fig. 34 zeigt die geätzte Unterseite einer nicht sehr tief unter der Krystallfläche abgespaltenen Lamelle. Man erkennt ein helleres Mittelfeld und 6 den umgebenden Oktaëderflächen entsprechende Sectoren. Auf dem Mittelfeld treten normale dreiseitige Ikositetraëderfiguren auf, wie Fig. 34 *a* zeigt; sie erscheinen, verglichen mit Fig. 19, in verkehrter Lage, weil die Unterseite der Platte betrachtet wird. Auf den Sectoren tritt eine auffallende Streifung parallel den Randkanten auf. Sie wird durch reihenförmige Anordnung kleiner dichtgedrängter Aetzfiguren hervorgebracht, welche monosymmetrisch sind. Jene Fläche, welche mehreren reihenförmig angeordneten Aetzfiguren gemeinsam ist, ist steiler; die anderen beiden sind flacher und treppenförmig gestreift. Auf je zwei gegenüber liegenden Sectoren haben die Aetzfiguren gleiche Lage und Gestalt. Fig. 34 *b* zeigt die Figuren des kleinen oberen und des grösseren unteren Sectors. Fig. 34 *c* die Aetzfiguren auf dem rechten grossen und linken kleinen Sector.

Die Grenzen der Sectoren sind scharf und laufen genau gegen die Oktaëderkanten.

Leider ist das Präparat zu klein, die Aetzfiguren zu unvollkommen, so dass kein deutliches Lichtbild von der Platte zu erhalten war.

Deutung der anomalen Aetzfiguren.

Wie hat man die in den letzten Abschnitten geschilderten Erscheinungen zu deuten? Der Gedanke an eine Mimesie läge nahe. In der That zerfällt der Fluoritwürfel von Cornwall in 6 Theile von

vierseitig pyramidaler Gestalt, welche ihre Basis in der Würfelfläche, die gemeinsame Spitze im Mittelpunkt des Krystalls haben. Ihre Symmetrie ist tetragonal. Die Basis, der äusseren Würfelfläche entsprechend, hat tetrasymmetrische Aetzfiguren. In Schliffflächen durch die Mitte des Krystalls kommen in den Randsectoren die Flächen (100) und (010) mit disymmetrischen Aetzfiguren zum Vorschein. Auf der Spaltfläche hat man der tetragonalen Pyramide entsprechend monosymmetrische Figuren.

Bekanntlich hat Mallard[1]) in seiner berühmten Arbeit über optische Anomalien auch den Flussspath besprochen und aus den Erscheinungen im polarisirten Licht auf ein rhombisches System geschlossen.

Seine Figuren lassen besonders in dem Oktaëderdurchschnitt eine Feldertheilung erkennen, welche an die durch Aetzung dargelegte Structur erinnert. Freilich findet aber der für Mallard's Deutung wesentlichere Theil der optischen Erscheinung, die alternirenden Lamellenzüge parallel den Würfelkanten und Würfeldiagonalen, durchaus kein Analogon bei den Anomalien der Aetzfiguren.

Später hat Hussak[2]) die Frage studirt, und unsere Kenntnisse durch zahlreiche Beobachtungen erweitert, ohne indessen zu einem entschiedenen Resultate zu kommen.

Ich habe die von mir geätzten Flussspathe optisch geprüft. Vollkommen einfachbrechend wurde keiner gefunden. Die Doppelbrechung ist kaum merklich bei dem Fluorit von Cumberland, Weardale, Freiberg. Namentlich ersterer zeigt kaum Spuren von Doppelbrechung in 3—4 Millimeter dicken Platten. Der Fluorit von Derbyshire ist in $^1/_2$—1 Millimeter dicken Platten deutlich doppelbrechend, die Platten parallel der Würfelfläche zeigen reichlich kurze, sich kreuzende Lamellen parallel den Kanten, undeutliche und weniger regelmässige parallel den Diagonalen.

Weder bei Cornwall, noch bei Derbyshire ist eine klare Beziehung der doppeltbrechenden Lamellen zu den bei der Aetzung zu Tage tretenden Sectoren zu erkennen. In den Randsectoren treten doppeltbrechende Stellen auf, die parallel den Würfelkanten aus-

[1]) Explication des phénomènes optiques anomaux que présentent un grand nombre de substances cristallisées. Paris 1877, pag. 61, Fig. 32 und 33.

[2]) Ein Beitrag zur Kenntnis der optischen Anomalien am Flussspath. Zeitschrift f. Kryst. 1887, XII. pag. 552.

löschen; die Axe der grössten Elasticität liegt bald senkrecht, bald parallel zur Randkante; bald schneiden sie am Mittelfelde ab, bald erstrecken sie sich, ohne sich an die durch die Aetzung enthüllte Grenze zu kehren, in's Mittelfeld hinein.

An Oktaëderplatten ist die optische Erscheinung, obgleich die Doppelbrechung im allgemeinen schwächer zu sein scheint als in Würfelplatten, enger mit der Sectorentheilung infolge von Aetzung verknüpft. Besonders die Platten von Derbyshire stimmen wesentlich mit Mallard's Zeichnung, Fig. 32. Die auf den Randkanten senkrecht stehenden Lamellen sind wiederum theils nach a, theils nach c gestreckt. Die Grenzen der drei optischen Felder und der drei durch Aetzung bezeichneten Sectoren fallen zusammen.

Der Fluorit von Andreasberg ist ziemlich schwach doppeltbrechend; in dem Mittelfeld der Fig. 34 sind undeutlich begrenzte, überhaupt nicht aufhellende Stellen zu sehen. Die seitlichen Sectoren hellen zwischen gekreuzten Nicols ziemlich gleichmässig auf, die Axe der grösseren Elasticität liegt senkrecht zur Randbegrenzung.

Es scheint somit thatsächlich ein Zusammenhang zwischen der optischen Anomalie und der anomalen Aetzbarkeit zu bestehen; denn

1. stark oder deutlich doppeltbrechende Fluorite zeigen auch anomale Aetzfiguren, sehr schwach doppeltbrechende zeigen keine Anomalien;

2. bei der Feldertheilung der Oktaëderplatten geben beide Untersuchungsmethoden dieselben Feldergrenzen. Die geringe Uebereinstimmung in den Würfelplatten lässt sich dadurch erklären, dass hier die Grenzen der Felder unter 45° gegen die Oberfläche geneigt sind, die optischen Grenzen sich also durch theilweise Ueberlagerung verwischen können.

Doch ist zu bemerken, dass die optischen Erscheinungen einer anderen Symmetrie gehorchen als die Erscheinungen der anomalen Aetzfiguren, dass also doch die beiden Untersuchungsmethoden kein identisches Resultat ergeben. Ferner erscheinen sowohl die Erscheinungen der Doppelbrechung als der anomalen Aetzbarkeit so deutlich in gradweisen Abstufungen, dass ich Bedenken trage, sie einer Mimesie zuzuschreiben.

Endlich müsste man für die Würfel von Cornwall, Derbyshire, Freiberg einen Aufbau aus tetragonalen, für die Oktaëder von

Andreasberg einen Aufbau aus rhomboëdrischen Theilen annehmen, was die Sache ziemlich complicirt machen würde.

Dazu kommt, dass die anomale Aetzbarkeit in klarster Weise an die Art des Wachsthums des Krystalls gebunden ist.

Die anomalen Aetzfiguren finden sich nur bei solchen Flussspathen, welche aus hypoparallel verwachsenen Theilen bestehen, bei denen also Störungen im Wachsen vorkamen, und sie stehen mit der Richtung, in der das Wachsen der betreffenden Theile stattfand, in deutlichstem Zusammenhang. Aus dem Verlauf der Sectorengrenzen ergibt sich klar, dass die 6 Theile, in welche den Aetzfiguren gemäss der Fluoritwürfel von Cumberland zerfällt, genau jenen Antheilen des Krystalls entsprechen, welche durch Stoffansatz auf den 6 Würfelflächen des Krystalls entstanden sind. So im idealen Fall, der in Wirklichkeit nicht vorkommt; in der That verliert der Aufbau seine Regelmässigkeit, wo Flussspathkrystalle sich gegenseitig in der Ausbildung hemmen. Nehmen wir zu den Symmetrieeigenschaften des tesseralen Systems eine abweichende Richtung parallel der Wachsthumsrichtung, normal zur Würfelfläche hinzu, so erhalten wir die tetragonale Symmetrie der 6 Anwachskegel, wie man die nach einer Krystallfläche gewachsenen Antheile passend bezeichnen kann. Es ist nun so, als ob jeder Anwachskegel eine Art Erinnerung an die Richtung, in der er gewachsen ist, bewahrte; die betreffende Richtung ist ein für allemal an dem realen Krystalltheil von den übrigen krystallographisch und theoretisch gleichwertigen Richtungen verschieden. Je nach der Lage der Axe des Anwachskegels kann dieser im tesseralen System sehr verschiedene Symmetrie erhalten: Tetragonale, wenn die Anwachsfläche die Würfelfläche ist, rhomboëdrische beim Oktaëder, rhombische beim Rhombendodekaëder, monokline bei den anderen Formen der Hauptzonen, trikline bei Hexakisoktaëder.

Die Erscheinungen beim anomalen Flussspath von Cornwall sind nun von der Art, dass sie erklärt werden können durch die Annahme von linearen Störungen des Molekularbaues, welche parallel der Axe des Anwachskegels orientirt sind, und längs welcher das Aetzmittel rascher vordringen kann, als in anderen Richtungen.

Diese linearen Störungen, man kann sie sich als Canäle vorstellen, werden von dem Aetzmittel dem Molekularbau entsprechend ausgeweitet; sie geben Anlass zur Ausbildung von Aetzfiguren.

Wenn wir die Lage derselben normal zur wachsenden Würfelfläche festhalten, erklärt sich alles sehr einfach: die tiefen Aetzgrübchen auf der wachsenden Würfelfläche selbst, die reihenförmige Anreihung auf jenen Würfelflächen, die der Axe des Anwachskegels parallel laufen, die einseitig vertieften Aetzgrübchen auf den Sectoren der Oktaëderfläche.

Die Abweichungen der entstehenden Aetzflächen von der Aetzzone erklären sich sodann durch mechanische Verschleppung. Betrachten wir beispielshalber die monosymmetrische Aetzfigur auf Sector 1 der Fig. 19. In der Tiefe wird rasch Sättigung erfolgen und die Abtragung der Flächen sich verlangsamen; am oberen Ende, wo die Aetzfigur flach ist, wird die Diffusion lebhafter sein, die Randkanten werden rascher abgetragen. Die Folge ist Verschleppung im Sinne der Fig. 23. Aehnlich erklärt sich die Verschleppung der Reflexe *w* der Fig. 21 auf rein mechanischem Wege. Diese Abweichungen von den Aetzzonen deuten also nicht auf eine Aenderung in den Richtungen des maximalen Lösungswiderstandes.

Für die oktaëdrischen Krystalle von Andreasberg lautet die Erklärung etwas anders. Die Beziehung der einzelnen Sectoren zu den Begrenzungsflächen sind auch hier vollkommen klar. Allein um hier der Anomalie der Aetzfiguren gerecht zu werden, muss man eine andere Form von Störungen annehmen.

Lineare Canäle, senkrecht zur Anwachsfläche, würden eine andere Verzerrung der Aetzfigur zur Folge haben. Man ist zu der Annahme genöthigt, dass hier ein leichteres Eindringen des Lösungsmittels nach der Ebene der Anwachsfläche stattfinde, dass also die Störungen in der Ebene der Oktaëderfläche liegen.

Eine Anzahl untergeordneter Erscheinungen fügen sich ungezwungen in diesen Vorstellungskreis ein. Es ist bemerkenswert, dass beim Fluorit jene Vorkommen, deren Krystalle sich durch Genauigkeit des Aufbaues auszeichnen, frei sind von Anomalien, während jene Würfel, welche aus hypoparallelen Theilen aufgebaut sind, die Anomalien deutlich erkennen lassen; es verräth der mangelhafte Aufbau im Groben die feineren Störungen.

Ferner ist es bemerkenswert, dass die Störungen in der Mitte der Flächen am deutlichsten hervortreten, während längs der Kanten und Ecken normale Verhältnisse vorherrschen. Dies zeigt sich in dem Auftreten flacher Aetzgruben in der Nähe der natürlichen

Würfelkante auch bei solchen Fluoriten, denen sonst diese Form auf der natürlichen Oberfläche fehlt; ferner in den undeutlichen Grenzen der Sectoren auf Würfel- und Oktaëderplatten, welche nichts sind, als die Anwachsspuren eben jener Kanten und Ecken. Wem fällt da nicht bei, dass auch die hypoparallele Täfelung der Würfelfläche sich häufig auf die Mitte der Krystallflächen beschränkt.

Den Zusammenhang mit den optischen Anomalien darf man sich nun wohl so denken, dass dieselben Vorgänge, welche das Zustandekommen der Canäle begünstigen, auch die Entstehung von Spannungen zwischen den einzelnen Theilen des wachsenden Krystalls bedingen.

Die ganze Reihe von Erscheinungen, die ich nun schon bei mehreren Krystallarten genauer verfolgen konnte [1]), lässt aber erkennen, wie vorsichtig man bei der Deutung von Aetzfiguren sein muss. Die ganze Erörterung zeigt, dass das Gesetz: „die Aetzfiguren haben dieselbe Symmetrie, wie die Krystallfläche, auf der sie entstehen“, nur mit wichtigen Einschränkungen gilt. Dieses Gesetz gilt in Strenge, so lange man natürliche Krystallflächen ätzt, die von Oberflächenstörungen, Vicinalflächen, Streifungen u. s. w. frei sind. Es gilt nicht immer für Flächen, welche den äusseren Krystallflächen parallel durch das Innere des Krystalls gelegt werden.

Dies hat seinen Grund darin, dass im wirklichen Krystall nicht immer — wie die Theorie verlangt — alle krystallographisch gleichwertigen Richtungen auch thatsächlich gleichwertig sind; vielmehr sind Krystalle häufig, bei denen die Richtung des Wachsthums sich thatsächlich von anderen gleichwertigen Richtungen unterscheidet. Diese Krystalle sind aufgebaut aus „Anwachskegeln“, deren jeder einer der Begrenzungsflächen entspricht und durch Stoffansatz auf ihr entstanden ist. Nur solche Schliff- oder Spaltflächen, welche den Anwachskegel parallel seiner natürlichen Basis treffen, folgen dem theoretischen Gesetz.

Hat die Schliff- oder Spaltfläche eine andere Orientirung, schneidet sie den Anwachskegel einer anderen Krystallfläche, so können die Aetzfiguren eine Veränderung der Symmetrie erfahren, die man erhält, wenn man die Axe des Anwachskegels als beson-

---

[1]) Vergl. diese Mitth. VII, pag. 206 (Magnetit); VIII, pag. 289 (Pyrit); XI, pag. 253 (Magnesit).

dere, von allen anderen verschiedene Richtung zu den anderen theoretischen Symmetrierichtungen des Krystalls hinzunimmt.

IV. Aetzung mit alkalischen Lösungen.

Alkalische Aetzmittel greifen den Fluorit nur schwierig an. Die besten Resultate erhielt ich bei Anwendung heisser concentrirter Lösungen von Natriumcarbonat oder von Kalium-Natriumcarbonat. Versuche mit ätzenden Alkalien führten zu keinem besseren Resultat; es entsteht eine dichte weisse, ziemlich harte Kruste, die sich in Salzsäure unter schwacher Gasentwicklung löst; die Oberfläche des Flussspathes darunter ist geflossen uneben, glatt und glänzend. Bei Behandlung mit Natrium- oder Natrium-Kaliumcarbonat scheidet sich kohlensaurer Kalk ab, welcher sich in sechsseitigen Täfelchen bisweilen in orientirter Stellung auf Spaltflächen des Fluorit absetzt. Die Aetzung muss lange (circa $^1/_4$ Stunde bis 1 Stunde) fortgesetzt werden, ehe ein deutliches Resultat zu erlangen ist. Die besten Resultate wurden bei Aetzung von Spaltflächen nach dem Oktaëder und Schliffflächen nach dem Dodekaëder erhalten. Aber auch hier gelang es erst nach viele Stunden lang fortgesetztem Aetzen, ein Lichtbild von der geätzten Fläche zu erhalten. Meine Kenntnisse über die eigentliche Lage der Aetzflächen sind daher sehr mangelhaft.

Dodekaëder.

Geschliffene Dodekaëderplatten von Freiberger und Cumberlander Fluorit zeigen sich nach andauernder Aetzung mit rechteckigen, beinahe quadratischen Aetzfiguren bedeckt, welche ziemlich scharf erscheinen. Sie sind nach der kurzen Diagonale der Dodekaëderfläche jedoch, wie Fig. 28 zeigt, nur sehr wenig gestreckt. Die zu einer vierseitigen vertieften Pyramide oder in einer kurzen Dachform sich vereinigenden Seitenflächen sind, wie sehr beiläufige Messungen an der Freiberger Platte zeigen, ziemlich steil geneigt gegen die Dodekaëderfläche. Das Lichtbild besteht aus einem vierstrahligen Stern, mit zwei schärferen und längeren Strahlen, die in die Tetrakishexaëderzone fallen, und zwei wenig kürzeren breiteren, bei der Freiberger Platte sogar verdoppelten Strahlen, die Triakisoktaëdern entsprechen (vergl. Fig. 29). Die Endculminationen wurden bei der

Freiberger Platte messbar gefunden, sind jedoch auch hier äusserst unbestimmt. Von den Messungen kann daher eine grosse Genauigkeit nicht erwartet werden.

Dieselben ergaben:

$$t\,t = 29{\cdot}1^{\circ}$$
$$z\,z = 23{\cdot}8^{\circ}.$$

Hieraus ergibt sich für

$d\,t = 14^{\circ}\,33'$ und das Ortsymbol $t = 0{\cdot}588$
$d\,z = 11^{\circ}\,54'$ „ „ „ $z = 3{\cdot}356 = 1\,.\,0{\cdot}298$.

Bei der Cumberlander Platte war eine Messung unmöglich.

Oktaëder.

Es wurden Spaltflächen von Freiberg, Bozen, Cornwall, Cumberland untersucht. Die ersten deutlichen Aetzfiguren, welche ich an Bozener Platten mit $K\,Na\,C\,O_3$ Lösung erhielt, waren ausserordentlich klein und hatten die Form dreiseitiger Aetzgrübchen; die Lage der Seitenflächen entspricht Ikositetraëderflächen.

Bei intensiverer Aetzung, und auf geschliffenen Platten erhielt ich ähnliche Figuren, aber von entgegengesetzter Stellung, deren Seitenflächen somit die Lage von Triakisoktaëdern haben (Fig. 26). Auf einer Spaltfläche von Freiberg erhielt ich einmal auch beide Arten von Figuren nebeneinander, sowie mannigfaltige Uebergänge, welche, wie Fig. 25 zeigt, ganz anders aussehen, als die Uebergänge von Ikositetraëder- zu Triakisoktaëder-Figuren, die bei Säureätzung vorkommen.

Bei einer geschliffenen Freiberger Platte erhielt ich ein halbwegs deutliches Lichtbild, welches die Form eines verwaschenen dreistrahligen Sterns hatte (Fig. 27). Einer der Strahlen endigte mit einer beiläufig messbaren Culmination, so dass der Winkel zum Centralreflex gemessen werden konnte; er war $oz = 24^{\circ}\,22'$.

Dies deutet auf ein Triakisoktaëder von ähnlicher Lage wie es oben für das Dodekaëder gemessen wurde: ($35^{\circ}\,16' - 24^{\circ}\,22' = 10^{\circ}\,54$; dz gemessen $11^{\circ}\,54'$). Das Ortsymbol von z ist:

$$z = 3{\cdot}672 = 1\,.\,0{\cdot}272.$$

Ich schliesse an die Betrachtung von Oktaëder und Dodekaëder sogleich die Beobachtungen, welche an geschliffenen Platten parallel



den Tetrakishexaëderflächen, den Triakisoktaëder- und Ikositetraëderflächen gemacht wurden.

Die Tetrakishexaëder (es wurden Platten 210 und 430 von Cumberland geprüft) behalten ihren Glanz und bedecken sich mit ziemlich scharfen Aetzgrübchen, welche die Form symmetrischer Trapeze haben, die nach der Combinationskante mit der benachbarten Dodekaëderfläche gestreckt sind. Die Trapeze wenden ihre kürzere Seite der benachbarten Würfelfläche zu, die längere der Dodekaëderfläche.

Die zwei symmetrischen Seiten schliessen mit den parallelen Seiten sehr variable Winkel ein, doch nähern sich dieselben auf (304) mehr dem rechten als auf (102). Fig. 30 zeigt die gewöhnliche Form auf der Platte (304), Fig. 31 die mannigfachen in Dreiecke übergehenden Formen der Platte (102).

Auf der Fläche des Triakisoktaëders (es wurden Platten parallel (331) untersucht) bildet sich eine Riefung parallel der Oktaëderkante aus, die von der bei Säure-Aetzung auftretenden nicht wesentlich verschieden erscheint, daneben entstehen auch scharfe Aetzgrübchen, deren Form ganz auffallend an die Säurefigur der steilen Ikositetraëder erinnert. Fig. 32 zeigt die Form der Aetzfiguren, wie sie sich auf der Fläche (313) darstellen.

Auf Platten, die parallel den Ikositetraëderflächen (211) und (311) geschliffen waren, entstanden keine sehr deutlichen Aetzfiguren. Unzweifelhaft ist es, dass sie die Gestalt von Aetzhügeln haben. Die Form konnte nur an der Platte parallel (211) einigermaassen festgestellt werden. Fig. 33 zeigt dieselben, wie sie sich auf der Fläche 112 darstellen. Man erkennt eine gegen die benachbarte Würfelfläche gewendete Spitze und eine von derselben herablaufende Kante, welche zwei flach abfallende Seitenflächen trennt; ferner sind an der hinteren steilen, der Würfelfläche zugewendeten Seite zwei sich unter ungefähr 116° schneidende Kanten erkennbar.

Die Form der Aetzhügel hat somit Aehnlichkeit mit der Form derselben auf der Dodekaëderfläche der Zinkblende.

Nach den bisherigen Ergebnissen würde man für die Würfelfläche erwarten, dass auf ihr Tetrakishexaëdergrübchen entstünden, da sich in ihr die vier Tetrakishexaëderzonen kreuzen, welche man nach den Figuren des Dodekaëders und der Pyramidenwürfel als Aetzzone ansprechen muss.

Diese Erwartung zeigt sich aber nur theilweise erfüllt. Allerdings erhielt ich zeitweilig auf Würfelplatten bei Aetzung mit Sodalösung vierseitige Grübchen von Pyramidenwürfeln gebildet; allein öfter erhielt ich auch Ikositetraëdergrübchen, welche sogar schärfer und schöner erschienen, als die ersteren. Am häufigsten zeigte sich allerdings gar kein Resultat, indem die Würfelfläche ein warziges rauhes oder auch geflossenes Aussehen erhielt, ohne dass deutliche Aetzfiguren gebildet wurden. Obwohl die Aetzfiguren nie so deutlich auftraten, dass ein Lichtbild erhalten wurde, liess sich doch erkennen, dass die Seitenflächen der Aetzfiguren aus dem Vicinalbereich der Würfelfläche nicht heraustraten.

Diese flachen Aetzfiguren scheinen sich aber überhaupt an die Aetzzonen nicht zu binden, sondern complicirteren Gesetzen zu folgen, von deren Erkenntnis wir noch weit entfernt sind. Fig. 24 zeigt die flachen Ikositetraëderfiguren auf einer Freiberger Würfelplatte nach Aetzung mit Lösung von Natrium-Kaliumcarbonat.

Für Aetzung mit Alkalien lassen sich folgende Regeln aufstellen.

Für alkalische Actzmittel spielen die Zonen der Tetrakishexaëder und Triakisoktaëder die Rolle von primären Aetzzonen mit Dodekaëder und Oktaëder als primären Aetzflächen. Man hat daher:

Auf der Dodekaëderfläche rechteckige Aetzgrübchen von Tetrakishexaëdern und Triakisoktaëdern gebildet.

Auf der Oktaëderfläche Triakisoktaëdergrübchen, jedoch kommen letztere nur dann allein vor, wenn tiefe Aetzgrübchen gebildet werden (namentlich bei angeschliffener Oberfläche); wenn flache Aetzgrübchen entstehen, deren Seitenflächen im Vicinalbereich der Oktaëderfläche bleiben, so erhält man verschiedenartige Combinationen von Ikositetraëder- und Triakisoktaëderflächen, welche jedoch in der Regel andere Gestalt haben als die vicinalen Säurefiguren. Unter Umständen können sogar die Ikositetraëder vorherrschen oder allein auftreten.

Auf den Tetrakishexaëder- und Triakisoktaëderflächen erhält man trapezförmige Aetzfiguren, die nach der betreffenden Aetzzone gestreckt sind. Die seitliche Begrenzung zeigt sich ziemlich variabel und es lassen sich allgemeine Gesetzmässigkeiten nicht ableiten.

Die Ikositetraëderflächen tragen Aetzhügel. Die Würfelflächen erhalten sehr schwierig deutliche Aetzfiguren. Es wurden Aetzgrübchen von Tetrakishexaëdern und von Ikositetraëdern beobachtet, beide im Vicinalbereich der Würfelfläche gelegen.

Der Vergleich dieser Sätze mit den Ergebnissen der Säureätzung ist sehr lehrreich, indem bei Erhaltung gewisser gemeinsamer Züge eine durchgreifende Aenderung in anderen Richtungen mit der Aenderung des Aetzmittels Platz greift.

In dieser Beziehung ist hervorzuheben:

1. Die Oktaëderfläche behält ihren Charakter als primäre Aetzfläche bei beiden Aetzmitteln.

2. Die Triakisoktaëderzone ist in beiden Fällen Aetzzone.

3. Tetrakishexaëder und Ikositetraëder tauschen ihre Rollen. Bei Säureätzung liegen die Ikositetraëder in der Aetzzone und tragen gestreckte Grübchen, die Pyramidenwürfel liegen ausserhalb derselben und tragen Aetzhügel. Bei alkalischer Aetzung liegen die Pyramidenwürfel in der Aetzzone und tragen Grübchen, die Ikositetraëder ausserhalb derselben und tragen Aetzhügel.

4. Eine Umkehr gewisser Richtungen zeigt sich auch an den tieferen Grübchen der Oktaëderfläche; sie werden gebildet von Ikositetraëderflächen bei Säureätzung, von Triakisoktaëderflächen bei alkalischer Aetzung.

5. Aehnliches zeigt die Dodekaëderfläche: Bei Säureätzung sind die Grübchen nach der langen Diagonale, bei alkalischer nach der kurzen Diagonale gestreckt.

V. Lösungsgeschwindigkeit.

Frühere Untersuchungen haben gelehrt, dass zwischen der Aetzbarkeit der Krystalle und der Lösungsgeschwindigkeit in verschiedenen Richtungen eine Beziehung besteht, derart, dass die primären Aetzflächen eine kleine, die Flächen ausserhalb der Aetzzone eine grosse Lösungsgeschwindigkeit besitzen.[1])

---

[1]) Aetzversuche an Mineralen der Magnetitgruppe. Diese Mitth. 1885, VII, 227; Aetzversuche am Pyrit, ebenda 1886, VIII, 317. Diese Versuche sind in dem sonst so vollständigen, 1888 erschienenen Buche von O. Lehmann „Molekularphysik" ebensowenig erwähnt, wie meine älteren, aus den Jahren 1883 und 1884 stammenden Arbeiten über Zinkblende und Bleiglanz, während andere später erschienene Arbeiten über ähnliche Gegenstände ausführlich besprochen werden.

Ich versuchte, diese Frage am Fluorit eingehender als bisher zu studiren und habe daher ziemlich viel Arbeit und Sorgfalt auf eine möglichst exacte Bestimmung der Lösungsgeschwindigkeit in verschiedener Richtung verwendet. Die ersten ziemlich gut gelungenen Vorversuche machte ich bereits im Jahre 1887. Die Untersuchung blieb dann infolge der schwierigen Materialbeschaffung längere Zeit liegen. Erst im vorigen Herbst gelangte ich in Besitz tauglicher Krystalle, welche erlaubten, die Arbeit wenigstens in Bezug auf die Lösungsgeschwindigkeit in Salzsäure genügend durchzuführen und auch mit alkalischem Aetzmittel einige Versuche anzustellen.

Methode.

Die Methode ist im Princip sehr einfach. Platten des zu untersuchenden Minerales, in verschiedener Richtung geschnitten, werden unter gleichen Verhältnissen durch gleiche Zeit demselben Aetzmittel ausgesetzt. Die durch Messung der Dicke vor und nach der Aetzung bestimmte Abtragung ist das Maass der Lösungsgeschwindigkeit.

Durch Vergleich der Abtragung auf verschiedenen Platten erhält man ein relatives Maass der Lösungsgeschwindigkeit der verschiedenen Richtungen. Durch gleichzeitige Beobachtung der Zeit, der Temperatur, der Concentration lässt sich die absolute Lösungsgeschwindigkeit bestimmen.

Herstellung der Präparate.

Als Material für die Beobachtungen diente mir:

1. Flussspath von Freiberg. Die Platten wurden von mehreren blass weingelben Krystallen genommen, die neben einander auf derselben Stufe sassen. Die Krystalle waren von Sprüngen und Einschlüssen nicht vollkommen frei; sie dienten zu den Versuchen I—V.

2. Flussspath von Cornwall; grosse farblose, etwas rauhe und drusige Würfel. Es sind dieselben, deren anomale Aetzfiguren im Abschnitt III beschrieben sind. Die Krystalle sind von idealer Reinheit, aber wie die Versuche lehren, nicht vollkommen homogen; auch waren sie aus nicht streng parallelen Theilen aufgebaut; sie dienten zu den Versuchen VI und VII.

3. Flussspath von Cumberland; 4 sehr vollkommene Würfel, Penetrationszwillinge nach (111), von höchst exactem Bau trotz der

bedeutenden Grösse (bis 3 Centimeter Kantenlänge). Sie zeigten sehr deutliche, durch die Zwillingsbildung inducirte Vicinalflächen (Tetrakishexaëder). Die Krystalle waren lose, aber einander ausserordentlich ähnlich, von blass röthlich violetter Farbe im durchfallenden Licht und prachtvoller kornblumenblauer Fluorescenz. Vollkommen frei von Einschlüssen, liessen sie schwache Andeutungen von Zonalstructur erkennen, die indessen die Messungen nicht merklich störte. Von Anomalien waren sie frei; sie zeigten sich fast absolut einfachbrechend, nur sehr dicke Platten liessen sehr schwache Spuren von Doppelbrechung erkennen. Diese Krystalle dienten zu den Versuchen VIII—XV.

Die Orientirung der Platten erfolgte nach vorhandenen Krystall- oder Spaltflächen. Bei Benützung dieser musste auf die in der Einleitung erwähnte Eigenthümlichkeit des Flussspath Rücksicht genommen werden, dass die hellsten Reflexe der Spaltfläche oft um $^1/_2$—$^3/_4{}^0$ von der Position des Oktaëders abweichen. Die anzuschleifenden Stücke wurden auf dem mit polirter Endfläche versehenen Stempel des Fuess'schen Parallelschleifers in der verlangten Richtung aufgekittet, die richtige Stellung durch Messung am Reflexionsgoniometer geprüft, wobei der Reflex der polirten Endfläche des Stempels als Anhalt für die anzuschleifende Fläche diente. War die Stellung erreicht, so wurde im Dreifuss eine ebene Fläche angeschliffen und diese abermals am Goniometer geprüft. Grössere Abweichungen als $^1/_4{}^0$ kamen nicht vor. Meist waren die Differenzen kleiner. Nur bei den Platten von Cornwall war die Orientirung weniger genau, weil die Krystalle selbst nicht exact gebaut waren.

Bei den ersten Versuchen wurden Platten angewandt. Bei den Versuchen mit Cornwall-Fluorit stellte ich rechtwinklige Parallelepipede her, welche in drei zu einander senkrechten Richtungen geprüft werden konnten. Da sich aber die Herstellung sehr zeitraubend und bei beschränktem Material schwierig erwies, da auch die Einhängung und Befestigung der Parallelepipede zu Unannehmlichkeiten führte, kehrte ich bei den Versuchen VIII—XV zur Herstellung von Platten zurück. Sie wurden in ähnlicher rechteckiger Form und annähernd gleicher Grösse hergestellt (ungefähr 1 Quadratcentimeter).

Die grössten Schwierigkeiten machte die Herstellung einer gleichmässigen Oberfläche. Anfangs wurden die Platten auf Glas

mit Schmirgel eben geschliffen und auf einer feinen matten Glasplatte mit ihrem eigenen Pulver unter Hinzugabe einer Spur feinsten Schmirgels und einer kleinen Menge Wasser polirt. Eine vollkommene Politur wurde nicht erzielt. Fremdartige Polirmittel wollte ich vermeiden. Trotz aller Sorgfalt schien mir die Politur auf den verschiedenen Platten manchmal nicht gleichmässig und auch auf derselben Platte in der Mitte vollkommener, als am Rande. Um dem Zweifel zu begegnen, ob die Oberfläche auch bei allen Platten gleichmässig sei, verwandte ich von Versuch X an nur vorher geätzte Oberflächen. Dies hatte nebstdem den Vortheil, dass die Schlussmessungen eines Versuches als Ausgangspunkt für den nächsten dienen konnten. Solchen Wiederholungen ist aber eine Grenze gesetzt, da die Abtragung nie vollkommen gleichmässig ist, wodurch die Platte nach und nach uneben, die Dickenmessung unsicher wurde. Auch ist bei der öfteren Wiederholung der Versuche ein Springen der Platte schwer zu vermeiden, so dass eine Platte selten mehr als drei Versuche aushält.

Ausführung der Dickenmessung.

Die erforderlichen Dickenmessungen wurden mit einem Sphärometer von Pfister in Bern ausgeführt. Die Einstellung erfolgt mittelst einer Libelle. Der Kopf der Schraube ist in 100 Theile getheilt, Zehntel derselben können geschätzt werden. Eine Umdrehung der Schraube ist nach Angabe des Mechanikers gleich 0·5 Millimeter, so dass bei der Einstellung 0·0005 noch geschätzt werden können.

Die Dickenmessungen wurden in der Weise ausgeführt, dass zuerst der Nullpunkt der Messung (Einspielen der Libelle), dann die Platte an mehreren bestimmten gleichmässig über die Oberfläche vertheilten Punkten, endlich nach Entfernung der Platte wieder der Nullpunkt eingestellt wurde. Die ganze Messung wurde fünfmal wiederholt und für jeden Punkt das Mittel der Ablesungen als Dicke angenommen. Nach der Aetzung wurde in derselben Weise verfahren, indem dieselben Punkte der Platte abermals eingestellt wurden.

Beim Arbeiten beobachtete ich eine allmähliche Verrückung des Nullpunktes der Einstellung, welche zum Theil nach längerer Pause wieder rückläufig wurde, zum anderen Theil aber verblieb. Auf diese

Verrückung des Nullpunktes, welche im Lauf einer ganzen Messungsreihe selten mehr als 0·005 Millimeter betrug, wurde in der Weise Rücksicht genommen, dass zwischen zwei aufeinanderfolgenden Einstellungen des Nullpunktes eine mit der Zeit proportionale Verrückung angenommen wurde.

Bei den ersten Versuchen wurde die Platte direct zwischen das an der verticalen Schraube befestigte Tischchen und den Metallzapfen gebracht, welcher das freie Ende der Libelle bei Bewegung der Sphärometerschraube hebt. In den späteren Versuchen von VIII angefangen wurde zwischen Platte und Zapfen ein kleines quadratisches planparalleles Glasplättchen gebracht, das auch bei Einstellung des Nullpunktes an seinem Orte verblieb. Hierdurch wurde als Dicke immer der Abstand der an die beiden geätzten Oberflächen gelegten Tangentialebenen gemessen, und es wurde verhindert, dass diese Dicke durch Einsinken der Spitze des Zapfens in ein tieferes Aetzgrübchen zu klein gefunden wurde.

Ausführung der Aetzung.

Als Aetzmittel diente in einer Reihe von Versuchen Salzsäure, die etwas verdünnt wurde. Bei den ersten Versuchen wurde die Concentration nicht genau bestimmt, sondern nur der Grad der Verdünnung der (36procentigen) concentrirten Säure notirt. Bei den letzten Versuchen VIII—XIV wurde die Concentration, welche bei allen die gleiche war, durch Einstellung auf das specifische Gewicht von 1·108 mittelst der Westphal'schen Waage bestimmt. (Nach der Tabelle von Ure in Gmelin-Kraut's Lehrbuch der Chemie, I, 2, pag. 385, ist der Procentgehalt 22 Procent.)

Bei den Versuchen I—IV kam die Säure siedend in Anwendung (Temperatur circa 106° C.). Bei den übrigen Versuchen wurde die Flüssigkeit in einem Becherglase im Wasserbad erwärmt, bis die Temperatur constant geworden war. Die Temperatur eines eingehängten Thermometers war stets einige Grade unter 100°, in der Regel 96° C.

Die Säure wurde stets in solcher Menge angewandt, dass die Verminderung der Concentration, welche durch die Lösung des Flussspathes erfolgte, vernachlässigt werden durfte. Bei den Versuchen VIII—XIV stets 400 Cubikcentimeter.

Die Platten wurden zum Einhängen in die Flüssigkeit an Platindraht befestigt. Anfangs legte ich die Platten horizontal auf kleine Platindrahtkörbchen. Ich machte jedoch bald die Erfahrung, dass an den Auflagerungsstellen die Lösung verzögert wird, so dass erhabene Abdrücke des Platindrahtes auf der Unterseite der Platten sichtbar werden.

Bei Versuch VI und VII wurden die Parallelepipede so durch ein Platindrahtgeflecht gehalten, dass sie nur in den Kantenmitten mit dem Draht in Berührung kamen, die drei Flächenpaare aber frei blieben. Um die drei Flächenpaare in gleiche Lage zu bringen, wurden sie mit der Würfeldiagonale vertical gestellt.

Bei den letzten Versuchen kehrte ich wieder zu den Platten zurück. Sie wurden aber nun vertical in die Flüssigkeit gehängt. Die Befestigung erfolgte durch eine straff um die Seitenflächen der Platte gelegte Drahtschlinge. Dadurch, dass den Seitenflächen die Lage steiler Sphenoïdflächen gegeben wurde, suchte ich das infolge der Verkleinerung der Platte zu befürchtende Herausfallen aus der Schlinge zu verhüten, was aber nicht immer gelang. Auf eine sehr sichere und bequeme Befestigungsmethode kam ich leider erst bei den letzten Versuchen. Zwei kreisförmige Drahtschlingen von etwa 4 Millimeter Durchmesser werden durch einen federnden Drahtbügel in horizontaler Stellung in passender Entfernung über einander festgehalten. Zwischen den Drahtschlingen wird die quadratische Platte in diagonaler Stellung durch die Federkraft des Bügels festgehalten, ohne dass die zu messenden Flächen der Platte vom Draht berührt werden.

Beim Einhängen der Platten in die Flüssigkeit wurde darauf gesehen, dass sich alle Platten in gleicher Höhe und in gleicher Entfernung von den Wänden des Becherglases befanden. Dies wurde durch einen Deckel von Blech erreicht, in den am Umfang eines mit dem Rande concentrischen Kreises Löcher gebohrt wurden. In diesen Löchern wurden die gleich langen Aufhängedrähte der Platten befestigt.

Während der Einwirkung der Säure wurden die Platten durch Drehen des Deckels hin- und herbewegt, um der Bildung von Höfen gesättigter Lösung um die Platten möglichst entgegen zu arbeiten.

Die Einwirkung erfolgte durch eine nach der Secundenuhr abgemessene Zeit. Oefter wurde der Versuch durch Herausfallen

einer Platte unterbrochen. Dann wurden die übrigen Platten sofort herausgehoben und von der gefallenen Platte die Säure durch Abgiessen entfernt. Die Zeit, um welche die letztere länger der Einwirkung der Säure ausgesetzt war, wurde als Correctur in Anrechnung gebracht.

Um das Springen der Platten zu vermeiden, wurden sie vor der Aetzung in ein Gefäss mit kühlem Wasser gehängt und dieses allmählich zum Sieden erhitzt; dann kamen sie erst in das Säurebad. Ebenso wurden sie nach Einwirkung der Säure in siedendem Wasser abgespült und dieses allmählich abkühlen gelassen. Trotzdem erhielten die Platten einzelne Sprünge.

Auch wenn die Platten vor der Aetzung sehr genau parallel geschliffen waren, verwandelten sie ihre planparallele Form durch die Aetzung in eine flach biconvexe. Diese Erscheinung trat namentlich bei den Platten mit grosser Lösungsgeschwindigkeit auffallend hervor. Sie ist wohl durch den Umstand zu erklären, dass trotz des Hin- und Herbewegens die Bildung eines gesättigteren Hofes um die Platte nicht ganz vermieden wurde. In einem solchen ist aber das Concentrationsgefälle und damit die Lösungsgeschwindigkeit an Ecken und Kanten grösser als an den Flächenmitten. Um durch diese Störung nicht behindert zu werden, wurde die Dicke der Platte an solchen Punkten gemessen, welche bereits ausserhalb dieses Randbereiches lagen, der erfahrungsgemäss bei meinen Versuchen auf 1 bis 1·5 Millimeter vom Rande merklich war.

Wenn die Deutung, die ich dieser Erscheinung gebe, richtig ist, so folgt daraus, dass meine Bestimmungen der Lösungsgeschwindigkeit für die Maximalrichtungen zu klein ausgefallen sind. Die Unterschiede würden also, wenn dieser Fehler vermieden werden könnte, noch bedeutender ausfallen müssen.

Uebrigens scheint die Convexität der Platten noch einen zweiten Grund zu haben. Untersucht wurden Platten, die primären Zonen angehören, denen also, wie die Ergebnisse vermuthen lassen, immer ein relatives Lösungsminimum entspricht. Am Rande werden also, wenn auch schmal, Oberflächentheile liegen, auf denen die Lösung rascher fortschreitet, als auf der eigentlichen Plattenoberfläche. Dies muss zu einem Ausgleichen des Unterschiedes führen, dessen Resultat auch nur eine convexe Oberfläche sein kann.

Diese convexen Ränder nehmen, wenn sie in die Richtung von Aetzzonen fallen, den Charakter glatter Prärosionsflächen an, wenn

sie ausserhalb der Aetzzonen liegen, bedecken sie sich mit schiefen Aetzhügeln. Vergl. Fig. 11, welche einen solchen convexen Rand an der Platte parallel (331) zeigt.

Zur Aetzung in alkalischer Lösung diente concentrirte Sodalösung, welche in einem Platingefäss über der mit dem Gasbrenner direct erhitzten Thonplatte zum Sieden gebracht wurde. Das verdunstende Wasser wurde von Zeit zu Zeit ersetzt. Das Gefäss wurde mehrmals im Tage auskühlen gelassen, um durch verdünnte Salzsäure die Calcithaut der Platten zu entfernen. Da die Einwirkung überaus langsam vor sich ging und die Concentration und Temperatur des Lösungsmittels ausserordentlich schwankte, wurde von einer absoluten Bestimmung der Lösungsgeschwindigkeit abgesehen. Sie würde beim Fluorit von Freiberg etwa 300mal kleiner sein als die Lösungsgeschwindigkeit in Salzsäure, beim Fluorit von Cumberland noch kleiner.

Ich gebe nun die Versuche in chronologischer Reihenfolge, wobei die ersten Versuche an Freiberger Flussspath, die ohnehin nur als Vorversuche zu betrachten sind, nur auszugsweise, die weiteren Versuche an Fluorit von Cornwall und Cumberland dagegen ausführlicher mitgetheilt werden.

A. Versuche mit Salzsäure.

Versuch I.

Zwei Freiberger Platten parallel der Würfelfläche und der Oktaëderfläche wurden geprüft. Die Platten hatten geschliffene Oberfläche. Zahl der gemessenen Punkte : 4 auf jeder Platte. Aetzmittel: Verdünnte Salzsäure, 1 Theil concentrirte Salzsäure von 36 Procent, 10 Theile Wasser. Die Säure wurde siedend angewandt. Dauer der Aetzung 15 Minuten.

Die Dickenabnahme betrug auf der Würfelfläche 0·076 Sphärometertheile = 0·038 Millimeter, auf der Oktaëderfläche 0·106 Sphärometertheile = 0·053 Millimeter im Mittel. Hieraus ergibt sich für 1 Minute in Tausendsteln des Millimeters (μ).

		Relativzahlen
(100)	2·5	1·00
(111)	3·5	1·38.

Versuch II.

Drei Platten von Freiberger Fluorit parallel (100) (111) (110) mit geschliffener Oberfläche. 4 Punkte auf jeder Platte wurden gemessen. Aetzmittel: Auf 1 Theil concentrirte Salzsäure von 36 Procent, 1 Theil Wasser. Die Säure wurde siedend angewandt. Dauer der Aetzung 5 Minuten. Die Platte (110) nicht ganz tadellos, weil von Sprüngen durchzogen.

	Dickenabnahme in Millimeter
(100)	0·042 ± 0·0011
(111)	0·058 ± 0·0032
(110)	0·083 ± 0·0032

Hieraus folgen für 1 Minute in μ:

		Relativzahlen
(100) . . .	8·4	1
(111) . . .	11·6	1·38
(110) . . .	16·6	1·98.

Versuch III.

Wiederholung des Versuches II. Die Platten sind dieselben wie früher, Oberfläche abgeschliffen, 9 Punkte auf jeder Platte gemessen. Aetzmittel wie früher. Dauer 10 Minuten.

Dickenabnahme in Millimeter; der aus den Abweichungen vom Mittel berechnete wahrscheinliche Fehler wird angegeben.

(100)	0·064 ± 0·0014
(111)	0·089 ± 0·0021
(110)	0·118 ± 0·0021

Hieraus folgt für eine Minute in μ.

		Relativzahlen
(100) . . .	6·4	1·00
(111) . . .	8·9	1·39
(110) . . .	11·8	1·84.

Versuch IV.

Es wurden 7 Platten von Freiberger Fluorit hergestellt: (100) (111), (110), (211) (machte mit (100) einen Winkel von 35° statt 35° 16′), (411) (Winkel mit (100) 19° statt 19° 29′) *(hko)* (machte mit (100) 22°), *(hhl)* (Winkel mit der benachbarten Fläche (111) 17°).

Neun Punkte wurden auf jeder Platte gemessen. Säure wie bei Versuch III, siedend ($t = 106^{0}$ C.); Dauer der Einwirkung 5 Minuten.

	Dickenabnahme:		μ in einer Minute	Relativzahlen
(100) . .	0·0305 Millimeter	± 0·0014 . . .	6·1	1
(411) . .	0·0355 „	± 15 . . .	7·1	1·6
(211) . .	0·0575 „	± 13 . . .	11·5	1·89
(111) . .	0·0480 „	± 12 . . .	9·6	1·57
(hhl) . .	0·0940 „	± 15 . . .	18·8	3·08
(110) . .	0·0515 „	± 16 . . .	10·3	1·69
(hko) . .	0·0675 „	± 16 . . .	13·5	2·21

Die Zahl für *(hko)* ist wahrscheinlich zu klein, weil durch die horizontale Auflagerung auf den Platindraht erhabene Abdrücke desselben entstanden waren.

Aus den Versuchen I—IV ergibt sich zunächst, dass der Würfelplatte die kleinste Lösungsgeschwindigkeit zukommt; dann folgt Oktaëder, dann Dodekaëder. Die absoluten Grössen der Lösungsgeschwindigkeit schwanken ziemlich beträchtlich, selbst bei gleicher Concentration, die relativen Zahlen lassen eine ziemliche Uebereinstimmung erkennen. Wie aus dem Versuch I' im Vergleich mit den übrigen hervorgeht, scheint die Concentration der Säure auf das relative Verhältnis der Lösungsgeschwindigkeit wenig Einfluss zu haben.

Bemerkenswert ist noch, dass den primären Flächen (100) (110) (111) relative Minima der Lösungsgeschwindigkeit entsprechen, die dazwischen liegenden Richtungen haben grössere Werte.

Die folgenden Versuche wurden mit Fluorit von Cornwall gemacht. Obgleich auf dieselben viel Mühe und Sorgfalt verwendet wurde, können sie doch nicht als sehr gelungen bezeichnet werden, weil im Verlauf der Aetzung die merkwürdigen Anomalien beobachtet wurden, die in einem früheren Abschnitt ausführlich besprochen worden sind. Diese Anomalien werden gewiss die Lösungsgeschwindigkeit merklich beeinflussen, und der Mangel an Uebereinstimmung, der zwischen den beiden hier mitgetheilten Versuchsreihen besteht, ist wahrscheinlich zum Theil auf diesen Grund zurückzu-

führen. Als die Versuche VI und VII abgeschlossen waren, hatte ich kein genügendes Material, um diesen Einfluss zu verfolgen.

Bei diesen Versuchen wurden rechtwinklige Parallelepipede hergestellt. Bei Versuch VI waren es vier, welche von folgenden Flächen und ihren parallelen Gegenflächen begrenzt wurden:

1. Würfel begrenzt von (001), (110), $(1\bar{1}0)$
2. „ „ „ (111), $(1\bar{1}0)$, $(\bar{1}\bar{1}2)$
3. „ „ „ (113), $(1\bar{1}0)$, $(33\bar{2})$
4. „ „ „ (116), $(1\bar{1}0)$, $(33\bar{1})$.

Bei Versuch VII wurden folgende Parallelepipede benützt.

1. Würfel begrenzt von (001), (110), $(1\bar{1}0)$
5. „ „ „ (001), (210), $(1\bar{2}0)$
6. „ „ „ (001), (310), $(1\bar{3}0)$.

Die Parallelepipede wurde in rhomboëdrischer Aufstellung eingehängt, so dass alle 3 Flächenpaare möglichst gleich geneigt gegen die Verticale waren. Die Flächen hatten abgeschliffene Oberfläche. Das Aetzmittel war so zusammengesetzt wie bei Versuch IV (1 Theil concentrirte Salzsäure, 1 Theil Wasser). Die Säure wurde in einem geräumigen Becherglase auf dem Wasserbade erwärmt.

Die Dauer der Aetzung betrug bei beiden Versuchen je 10 Minuten.

Um in die Art der Beobachtung einen Einblick zu verschaffen, und die Beurtheilung der erreichten Genauigkeit zu ermöglichen, sollen diese Versuche etwas ausführlicher mitgetheilt werden.

In den im Anhang folgenden Tabellen sind die an den Parallelepipeden angestellten Dickenmessungen derart zusammengestellt, dass für jede durch das Miller'sche Zeichen dargestellte Fläche angegeben ist: In der Colonne *dv* die Dicke vor der Aetzung, gemessen an neun gleichmässig vertheilten Punkten, *dn* die Dicke nach der Aetzung, gemessen an denselben Punkten. *dg* gibt die Dicke der gelösten Schichte, Δ die Abweichung vom Mittel, sodann ist das Mittel der *dg* mit dem aus Δ berechneten wahrscheinlichen Fehler angegeben. Die Zahlen unter *dv* und *dn* sind selbst Mittel von 5 unabhängigen Messungsreihen. Die Zahlen geben an Umdrehungen der Sphärometerschraube, deren eine nach Angabe des Mechanikers = 0·5 Millimeter.

Versuch VI und VII.

Die Versuche VI und VII geben folgende Mittelzahlen, aus welchen wieder die Lösungsgeschwindigkeit in der Zeiteinheit (Minute) in μ und die entsprechenden Relativzahlen berechnet wurden.

Versuch VI.

	Gelöste Schichte	μ in der Minute	Relativzahlen
001.	0·116	5·80	1
116.	0·129	6·45	1·11
113.	0·142	7·10	1·21
112.	0·171	8·55	1·47
111.	0·172	8·60	1·48
332.	0·174	8·70	1·50
331.	0·189	9·45	1·63
110.	0·188	9·40	1·62

Versuch VII.

100.	0·106	5·30	1
310.	0·135	6·75	1·27
210.	0·171	8·55	1·61
110.	0·147	7·35	1·39

Das Resultat dieser Versuche ist in Figur 35 und 36 graphisch dargestellt. (Die Endpunkte der Radien mit Ringeln.)

Die Mittelzahlen stimmen bei Versuch VI, wo *dg* für die Dodekaëderflächen an vier verschiedenen Parallelepipeden fünfmal bestimmt wurde, recht befriedigend überein.

Viel weniger gut stimmen die Zahlen von Versuch VII, namentlich die drei Zahlen für die Würfelfläche zeigen untereinander ziemliche Differenzen. Wahrscheinlich ist dies auf die beim Fluorit von Cornwall beobachteten Anomalien zurückzuführen. Der 1. Würfel von Versuch VII ist derselbe wie der 1. Würfel von Versuch VI; dieser zeigte auf beiden Würfelschliffflächen ausschliesslich die tiefen Aetzfiguren der senkrecht zur Axe des Anwachskegels orientirten Würfelfläche. Die Würfelflächen des Würfels 2 von Versuch VII enthielten dagegen neben ähnlichen Antheilen auch solche, welche parallel der Axe des Anwachskegels orientirt waren und den Seiten-

feldern der Fig. 18 entsprachen. Diese scheinen sich leichter zu lösen. Leider erhielten beide Würfel beim letzten Versuch arge Sprünge, so dass von einer weiteren Verfolgung dieser Frage Umgang genommen werden musste.

Da Würfel 1 bei Versuch VI und VII identisch war, hätte das Resultat gleich sein sollen; in der That ist das relative Verhältnis der Zahlen für 100 und 110 in beiden Versuchen sehr ähnlich, aber bei Versuch VII wurden merklich kleinere Werte erhalten. Ich vermag nicht zu entscheiden, was die Ursache dieser Verschiedenheit war. Auch bei den späteren Versuchen mit Fluorit von Cumberland kamen solche Verschiedenheiten vor.

Im übrigen geben die Versuche am Fluorit von Cornwall ein ähnliches Resultat wie die am Freiberger Fluorit. Die absoluten Werte der Lösungsgeschwindigkeit sind im allgemeinen kleiner als bei den früheren Versuchen, was auf die niedere Temperatur zurückzuführen ist. Die Reihenfolge: Würfel, Oktaëder, Dodekaëder findet sich auch hier. Die relativen Minima in der Richtung des Oktaëders und Dodekaëders sind nicht so deutlich ausgesprochen, aber an dem Verlauf der Curve doch erkennbar.

Da die Versuche I—VII ein völlig befriedigendes Resultat nicht ergeben hatten, wurden mit sehr vollkommenem Material neue Versuche angestellt, wobei die Erfahrungen bei den früheren Versuchen benutzt wurden. Ich kehrte hier wieder zur Herstellung von Platten zurück, die vertical in die Flüssigkeit gehängt wurden. Die Platten wurden aus 4 Fluoritkrystallen von Cumberland hergestellt. Die Versuche wurden zum Theil mit denselben Platten, zum Theil mit verschiedenen Platten unter möglichst gleichen Umständen öfter wiederholt. Auch hier zeigten sich ziemlich beträchtliche Unterschiede namentlich in den absoluten Werten der Lösungsgeschwindigkeit. Durch die öftere Wiederholung dürfte es aber gelungen sein, brauchbare Mittelwerte zu erhalten. Die grössten Verschiedenheiten zeigten jene Platten, denen eine grosse Lösungsgeschwindigkeit zukommt. Es lässt dies vermuthen, dass trotz des Hin- und Herbewegens in der Flüssigkeit sich um diese Platten ein theilweise gesättigter Hof ausbildet, der die Lösung verzögert. Diese Verzögerung wird je nach der Schnelligkeit des Hin- und Herbewegens ungleich ausfallen.

Die Zusammensetzung des Aetzmittels ist bei allen Versuchen dieselbe: Salzsäure vom specifischen Gewicht 1·108 oder 22 Procent. Die Säure wurde in einem geräumigen Becherglase auf dem Wasserbade erwärmt, bis die Temperatur constant war. Ein eingehängtes Thermometer zeigte 96° C. Die Platten wurden vorgewärmt in kalt angesetztem und allmählich zum Sieden erwärmtem Wasser. Der Versuch wurde öfter durch Herausfallen der einen oder anderen Platte aus der Drahtschlinge unterbrochen. Dann wurden die übrigen Platten herausgehoben, die Säure abgegossen und die zu Boden gefallene Platte aus dem Becherglase genommen. Diese blieb also der Einwirkung etwas länger ausgesetzt als die übrigen. Eine entsprechende Correctur wurde angebracht und ist in der Rubrik „Zeit" ersichtlich.

Versuch VIII.

Die Platten hatten angeschliffene Oberfläche. Die Dauer des Versuches betrug 9 Minuten. Sie wurde durch Herausfallen der Oktaëderplatte aus der Drahtschlinge unterbrochen. Für diese Platte ist die Dauer der Aetzung 9·5 Minuten.

Die Mittelwerte für die Dauer einer Minute, ausgedrückt in Tausendsteln des Millimeters (μ), ergeben sich aus folgender Tabelle.

Platte	Gelöste Schichte in Umdrehungen der Sphärometerschraube	Gelöste Schichte in μ	Zeit	μ in einer Minute
(100)	0·065 ± 0·0007	32·5 ± 0·35	9	3·61 ± 0·04
(111)	0·126 ± 0·0004	63·0 ± 0·20	9·5	6·63 ± 0·02
(110)	0·171 ± 0·0029	85·5 ± 1·45	9	9·51 ± 0·17
(430)	0·196 ± 0·0016	98·0 ± 0·80	9	10·88 ± 0·09
(210)	0·194 ± 0·0017	97·0 ± 0·85	9	10·77 ± 0·09

Versuch IX.

Die Platten hatten angeschliffene Oberfläche. Die Dauer des Versuches war für alle Platten 9 Minuten. Die Mittelwerte der Dicke der gelösten Schichte, ausgedrückt in Tausendsteln des Millimeters für eine Minute, zeigt die folgende Tabelle:

Platte	Gelöste Schichte in Umdrehungen der Sphärometerschraube	Gelöste Schichte in μ	Zeit	μ in einer Minute
(100)	0·060 ± 0·0008	30·0 ± 0·40	9	3·33 ± 0·04
(211)	0·194 ± 0009	97·0 ± 45	9	10·78 ± 05
(111)	0·137 ± 0011	68·5 ± 55	9	7·61 ± 06
(221)	0·244 ± 0015	122·0 ± 75	9	13·56 ± 08
(110)	0·238 ± 0016	119·0 ± 80	9	13·22 ± 09

Versuch X.

Zu diesem Versuch wurden die Platten (100), (211), (111), (221), (110) vom Versuch IX benützt; als Platte (430) diente ein Theil der Platte (430) vom Versuch VIII. Alle Platten waren mit geätzter Oberfläche versehen. Dauer der Einwirkung 9 Minuten.

Folgende Tabelle gibt die auf eine Minute reducirten Mittelwerte in Mikron mit ihren wahrscheinlichen Fehlern.

Platte	Gelöste Schichte in Umdrehungen der Sphärometerschraube	Gelöste Schichte in μ	Zeit	μ in einer Minute
(100)	0·048 ± 0·0005	24·0 ± 0·25	9	2·67 ± 0·03
(211)	0·197 ± 0·0009	98·5 ± 0·45	9	10·94 ± 0·05
(111)	0·113 ± 0·0011	56·5 ± 0·55	9	6·28 ± 0·06
(221)	0·223 ± 0·0012	111·5 ± 0·60	9	12·39 ± 0·07
(110)	0·195 ± 0·0015	97·5 ± 0·75	9	10·83 ± 0·08
(430)	0·239 ± 0·0016	119·5 ± 0·80	9	13·28 ± 0·09

Versuch XI.

Die Platten waren bei diesem Versuch dieselben wie bei Versuch X. Alle Platten hatten geätzte Oberfläche. Dauer der Aetzung 8·5 Minuten. Sie wurde durch Herausfallen der Platte (211) unterbrochen. Für diese ist 9 Minuten Aetzdauer in Rechnung gebracht.

Folgende Tabelle gibt die Mittelwerte in Mikron auf die Zeiteinheit reducirt:

Platte	Gelöste Schichte in Umdrehungen der Sphärometerschraube	Gelöste Schicht in μ	Zeit	μ in einer Minute
(100)	0·042 ± 0·0004	21·0 ± 0·20	8·5	2·47 ± 0·02
(211)	0·183 ± 0·0008	91·5 ± 0·40	9	10·17 ± 0·04
(111)	0·135 ± 0·0016	67·5 ± 0·80	8·5	7·94 ± 0·09
(221)	0·229 ± 0·0010	114·5 ± 0·50	8·5	13·47 ± 0·06
(110)	0·191 ± 0·0011	95·5 ± 0·55	8·5	11·24 ± 0·06
(430)	0·233 ± 0·0012	116·5 ± 0·60	8·5	13·71 ± 0·07

Versuch XII.

Zu diesem Versuch diente Platte (100) von Versuch XI, (210) von Versuch VIII; die Platten (111), (311), (331), (110) wurden aus einem und demselben Krystall frisch hergestellt. Vor der Messung wurden sie in 20procentiger Salzsäure im Wasserbade 2 Minuten geätzt, so dass alle Platten mit geätzter Oberfläche versehen waren. Der Platte (111) fehlt die rechte obere Ecke, so dass nur an 7 Punkten die Dicke bestimmt werden konnte. Die Dauer des Versuches betrug 8 Minuten, sie wurde durch Herausfallen der Platte (100) aus der Schlinge unterbrochen; für diese ist 8·5 Minuten Aetzdauer angenommen. Folgende Tabelle enthält die aus der Beobachtung entnommenen Mittelzahlen auf die Zeiteinheit reducirt.

Platte	Gelöste Schichte in Umdrehungen der Sphärometerschraube	Gelöste Schichte in μ	Zeit	μ in einer Minute
(100)	0·040 ± 0·0005	20·0 ± 0·25	8·5	2·35 ± 0·03
(311)	0·112 ± 0·0005	56·0 ± 0·25	8·0	7·00 ± 0·03
(111)	0·101 ± 0·0006	50·5 ± 0·30	8·0	6·31 ± 0·04
(331)	0·168 ± 0·0011	84·0 ± 0·55	8·0	10·50 ± 0·06
(110)	0·166 ± 0·0015	83·0 ± 0·75	8·0	10·37 ± 0·09
(210)	0·177 ± 0·0044	88·5 ± 2·20	8·0	11·62 ± 0·28

Versuch XIII.

Die Platten für Versuch XIII sind dieselben wie bei Versuch XII. Die Dauer des Versuches wurde durch Herausfallen der Würfelplatte aus der Drahtschlinge auf 6 Minuten beschränkt. Für diese wurde 6·5 Minuten angenommen. Bei diesem Versuch gaben alle Platten höhere Zahlen; dies ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass die Versuchsdauer eine verhältnismässig kurze war; da sich die Concentration der Säure im Verlaufe des Versuches beständig, wenn auch wenig vermindert, fehlt in diesem Versuch die Wirkung der bereits etwas abgeschwächten Säure in den letzten Minuten. Es wurde jedoch dieses Verhältnis weiterhin nicht berücksichtigt und die hier gewonnenen Zahlen ohne jede Correctur mit den anderen gleich behandelt. Das störende Herausfallen der Würfelplatte wurde durch Anwendung eines besseren Aufhängedrahtes beim folgenden Versuch vermieden.

Folgende Tabelle gibt wieder die auf eine Minute reducirten Mittelwerte.

Platte	Gelöste Schichte in Umdrehungen der Sphärometerschraube	Gelöste Schichte in μ	Zeit	μ in einer Minute
(100)	0·034 ± 0·0003	17·0 ± 0·15	6·5	2·61 ± 0·02
(311)	0·086 ± 0·0006	43·0 ± 0·30	6	7·16 ± 0·05
(111)	0·082 ± 0·0008	41·0 ± 0·40	6	6·83 ± 0·07
(331)	0·161 ± 0·0011	80·5 ± 0·55	6	13·42 ± 0·09
(110)	0·175 ± 0·0009	87·5 ± 0·45	6	14·58 ± 0·08
(210)	0·172 ± 0·0023	86·0 ± 1·15	6	14·33 ± 0·19

Versuch XIV.

Die Platten zu Versuch XIV waren dieselben wie zu Versuch XIII. Die Dauer der Einwirkung war 8 Minuten. Die Mittelwerte sind in folgender Tabelle zusammengestellt.

Platte	Gelöste Schichte in Umdrehungen der Sphärometerschraube	Gelöste Schichte in μ	Zeit	μ in einer Minute
(100)	0·039 ± 0·0003	19·5 ± 0·15	8	2·44 ± 0·02
(311)	0·102 ± 0·0004	51·0 ± 0·20	8	6·38 ± 0·03
(111)	0·096 ± 0·0009	48·0 ± 0·45	8	6·00 ± 0·06
(331)	0·165 ± 0·0019	82·5 ± 0·95	8	10·31 ± 0·12
(110)	0·144 ± 0·0012	72·0 ± 0·60	8	9·00 ± 0·07
(210)	0·189 ± 0·0013	94·5 ± 0·65	8	11·81 ± 0·08

In den folgenden Tabellen sind die Mittelwerte der Versuche VIII—XIV zusammengestellt. Zum Hauptmittel *A* sind blos die Versuche X—XIV vereinigt, die Versuche VIII und IX sind deshalb ausgeschlossen. weil bei diesen angeschliffene Oberflächen der Einwirkung ausgesetzt wurden. Rechnet man auch diese ein, so erhält man die in der Horizontalreihe *B* stehenden Mittelwerte; wie man sieht ist der Unterschied nicht sehr gross; am auffallendsten ist er auf der Würfelfläche, wo durch das Anschleifen die Lösungsgeschwindigkeit merklich erhöht wird.

Tabelle der Mittelwerte.

	(100)	(210)	(430)	(110)	(311)
VIII . . .	3·61 ± 0·04	10·77 ± 0·09	10·88 ± 0·09	9·51 ± 0·17	—
IX	3·33 ± 0·04	—	—	13·22 ± 0·09	—
X	2·67 ± 0·03	—	13·28 ± 0·09	10·83 ± 0·08	—
XI	2·47 ± 0·02	—	13·71 ± 0·07	11·24 ± 0·06	—
XII . . .	2·35 ± 0·03	11·62 ± 0·28	—	10·37 ± 0·09	7·00 ± 0·03
XIII . . .	2·61 ± 0·02	14·33 ± 0·19	—	14·58 ± 0·08	7·16 ± 0·05
XIV . . .	2·44 ± 0·02	11·81 ± 0·08	—	9·00 ± 0·07	6·38 ± 0·03
Mittel A, I—XIV.	**2·51**	**12·59**	**13·50**	**11·18**	**6·85**
Mittel B, VIII—XIV	2·78	12·13	12·62	11·25	
Relativzahlen aus *A* . .	1	5·01	5·38	4·46	2·73

	(211)	(111)	(221)	(331)
VIII	—	6·63 ± 0·02	—	—
IX	10·78 ± 0·05	7·61 ± 0·06	13·56 ± 0·08	—
X	10·94 ± 0·05	6·28 ± 0·06	12·39 ± 0·07	—
XI	10·17 ± 0·04	7·94 ± 0·09	13·74 ± 0·06	—
XII	—	6·31 ± 0·04	—	10·50 ± 0·06
XIII	—	6·83 ± 0·07	—	13·42 ± 0·09
XIV	—	6·00 ± 0·06	—	10·31 ± 0·12
Mittel *A*, X—XIV .	**10·56**	**6·67**	**13·06**	**11·41**
Mittel *B*, VIII—XIV .	10·63	6·80	13·23	
Relativzahlen aus *A*	4·21	2·62	5·20	4·54

B. Versuche mit Sodalösung.

Versuch V.

3 Platten vom Fluorit von Freiberg parallel (100), (111), (110) wurden 7 Stunden in concentrirter siedender Sodalösung behandelt. Die Platten parallel (100) und (110) waren dieselben wie bei Versuch IV, die Platte parallel (111) wurde neu hergestellt. Alle Platten hatten geschliffene Oberfläche. 4 Punkte wurden auf jeder Platte eingestellt.

(100)				(111)				(110)			
dv	*dn*	*dg*	Δ	*dv*	*dn*	*dg*	Δ	*dv*	*dn*	*dg*	Δ
5·052	5·019	0·033	±0·000	3·795	3·781	0·014	+0·002	5·609	5·597	0·012	+ 0·002
046	009	037	+ 004	799	785	014	+ 002	596	583	013	— 001
035	005	030	— 003	814	806	008	— 004	610	594	016	+ 002
044	010	034	+ 001	807	796	011	— 001	604	591	013	— 001
Mittel: 0·033 ± 0·001				**Mittel:** 0·012 ± 0·001				**Mittel:** 0·014 ± 0·0006			

Aus den Mitteln ergeben sich folgende Zahlen, ausgedrückt in Tausendsteln des Millimeters und die Relativzahlen:

	Gelöste Schichte in μ	Relativzahlen
(100)	16·5	2·75
(111)	6·0	1·00
(110)	7·0	1·17.

Versuch XV.

Benützt wurden die Platten von Cumberland von Versuch XIV. Die Oberfläche war daher durch Salzsäure angeätzt. Der Fluorit von Cumberland zeigte sich äusserst widerstandsfähig gegen Sodalösung. Die Platten wurden im ganzen durch 5 Tage je 8 bis 9 Stunden, also circa 40 Stunden, der Einwirkung concentrirter siedender Sodalösung ausgesetzt. Da eine absolute Bestimmung der Lösungsgeschwindigkeit nicht möglich war, schon wegen der mit dem zeitweiligen Abkühlenlassen und Behandeln mit verdünnter Salzsäure verbundenen Temperaturschwankungen, wurde die Zeit nicht genau beobachtet.

Trotz der langen Einwirkung war die Dicke der zersetzten Schichte sehr gering.

Aus den im Anhang angeführten Messungen ergeben sich, in Tausendsteln des Millimeters ausgedrückt, folgende Werte der Lösungsgeschwindigkeit:

(100)	8·0	(331)	7·5
(311)	12·5	(110)	3·5
(111)	6·0	(210)	7·5

Versuchsergebnisse.

Aus den mitgetheilten Versuchen ergibt sich zunächst die wichtige Thatsache:

Die Lösungsgeschwindigkeit ist gleich in krystallographisch gleichwertigen, ungleich in ungleichwertigen Richtungen.

Obgleich der erste Theil dieses Satzes eigentlich als selbstverständlich gelten kann, sollen doch hier einige Zahlen angeführt werden, welche auch dessen Richtigkeit beweisen.

Am Fluorit von Cornwall ergaben zwei aufeinander senkrecht stehende Dodekaëderflächen des Würfels 1 folgende Zahlen für die Lösungsgeschwindigkeit:

a) bei Versuch VI (110) 0·185
(1$\bar{1}$0) 0·185

b) bei Versuch VII (110) 0·152
(1$\bar{1}$0) 0·142.

Am Fluorit von Cumberland ergaben drei Platten parallel der Oktaëderfläche, von denen 2 aus demselben Krystall, die dritte aus einem anderen geschnitten war, folgende Zahlen:

Erste Platte: 6·63 μ in der Minute.

Zweite Platte: 7·61, 6·28, 7·94 – im Mittel: 7·28 μ in der Minute.

Dritte Platte: 6·31, 6·83, 6·00 – im Mittel: 6·38 μ in der Minute.

Mit Rücksicht auf die Unterschiede, die bei verschiedenen Richtungen hervortreten, dürfen diese Zahlen in der That als gleich angesehen werden.

Lösungsoberfläche.

Man gewinnt eine anschauliche Vorstellung von der Vertheilung der Lösungsgeschwindigkeit im Krystall, wenn man sich nach allen möglichen Richtungen vom Mittelpunkt des Krystalls Strecken aufgetragen denkt, die der Lösungsgeschwindigkeit einer senkrecht zu der betreffenden Richtung orientirten Platte proportional sind. Die Enden dieser Strecken werden — wie man nach der Analogie mit anderen physikalischen Eigenschaften wohl schliessen darf — auf einer krummen Oberfläche liegen, welche ich als Lösungsoberfläche bezeichne.[1])

Diese Lösungsoberfläche darf nach den Principien der physikalischen Krystallographie keine geringere Symmetrie haben als die zugehörige Krystallform. Sie scheint sich aber thatsächlich nach

[1]) Lösungsfläche wäre nach Analogie von Elasticitätsfläche (Groth's Phys. Kryst. 2. Auflage, pag. 6) gebildet und kürzer gewesen. Allein den Terminus Lösungsfläche hat v. Ebner bereits in anderem Sinne verwendet.

den bisherigen Erfahrungen enger an die Symmetrie der Krystallform anzuschliessen als irgend eine der bisher studirten Oberflächen, welche die Aenderung einer physikalischen Eigenschaft mit der Richtung darstellt. Wir kennen bisher zwei Typen solcher Oberflächen genauer: das optische Elasticitäts-Ellipsoid und die sogenannte Elasticitätsfläche.

Das optische Elasticitäts-Ellipsoid, dessen Typus auch die Leitungsfähigkeit der Krystalle für Elektricität und Wärme, sowie die thermoëlektrische Erregbarkeit folgen, hat eine viel höhere Symmetrie als die Krystallform, das heisst viele Richtungen, welche in krystallographischer Hinsicht verschieden sind, verhalten sich gleich in Bezug auf die optischen, thermischen etc. Eigenschaften. Nur die Hauptgruppen der Krystallsysteme prägen sich durch besondere Symmetrie-Typen des zugehörigen Ellipsoides aus. Für alle tesseralen Krystalle ist das optische Elasticitätsellipsoid eine Kugel, d. h. alle Richtungen des tesseralen Krystalles sind gleich. Mit dem Elasticitäts-Ellipsoid hat folglich die Lösungsoberfläche nichts zu thun. [1])

---

[1]) Anmerkung. Vor kurzem hat Césaro nach Messungen der Lösungsgeschwindigkeit am Calcit, welche W. Spring ausführte, einen Zusammenhang mit dem optischen Elasticitätsellipsoid des Calcit zu finden geglaubt. (G. Césaro: Relation entre la vitesse d'attaque du spath par les acides et l'élasticité optique estimée suivant la direction normal au plan d'attaque. Annales de chimie et physique. 1889. VI. Serie, Tome XVII, 37.) Nach dem Gesagten kann dieser Zusammenhang nicht richtig sein, oder doch nur eine zufällige Uebereinstimmung zugegeben werden; denn bestünde wirklich ein gesetzmässiger Zusammenhang zwischen dem Elasticitätsellipsoid und der Lösungsgeschwindigkeit, so könnte der Fluorit als tesserales Mineral, dessen optische Elasticitätsfläche eine Kugel ist, keine Unterschiede der Lösungsgeschwindigkeit ergeben. Wenn Césaro und Spring meinen früheren Messungen der Lösungsgeschwindigkeit am Magnetit und Pyrit Aufmerksamkeit geschenkt hätten, so hätten sie erkennen müssen, dass sie mit ihrer Annahme auf eine falsche Fährte geriethen.

Ueberdies scheinen die interessanten und wertvollen Beobachtungen Spring's auch eine andere Deutung ganz wohl zuzulassen. Bezeichnet man die Lösungsgeschwindigkeit einer Platte parallel $(2\bar{1}\bar{1})$ ∞R mit a, parallel (100) $+R$ mit v, parallel (111) $0R$ mit c, so giebt Césaro's Theorie:

$$c = a \times 1{\cdot}115866$$
$$v = a \times 1{\cdot}0603\,2.$$

Spring's Experimente geben:

$$c = a \times 1{\cdot}14$$
$$v = a \times 1{\cdot}04.$$

Auch die Elasticitätsfläche im mechanischen Sinne zeigt ein anderes Verhalten als die Lösungsoberfläche. Allerdings schliesst sie sich enger an die Krystallform an als das optische Elasticitätsellipsoid. Nach der von Neumann, Kirchhoff, Voigt u. A. entwickelten und ausgebildeten Theorie erhalten sämmtliche Krystallsysteme und auch manche Hemiëdrien ihre mit besonderer Sym-

---

Wie man sieht, sind die Unterschiede der Lösungsgeschwindigkeit beim Kalkspath sehr gering verglichen mit denen des Flussspath. Der Durchschnitt der Lösungsoberfläche ist nahezu kreisförmig. Die aus dem Ellipsoid berechneten Werte differiren zwar nur ungefähr 2 Procent von den beobachteten Allein da die beobachteten Unterschiede der Lösungsgeschwindigkeit am Kalkspath selbst nur um 5 Procent ihres ganzen Wertes variiren, so kann eine Differenz von 2 Procent zwischen beobachteten und berechneten Werten, so gering sie in Anbetracht der Schwierigkeit von Untersuchungen dieser Art ist, dennoch nicht als beweisend für die Richtigkeit der Theorie angesehen werden: Denn diese 2 Procent sind mehr als ein Drittel der ganzen durch die Theorie darzustellenden Unterschiede.

In einer später erschienenen Arbeit hat Spring (Bulletin de la société chimique de Paris (3) III, Nr. 4) neuerlich Versuche am Kalkspath publicirt welche auch die Lösungsgeschwindigkeit in Zwischenrichtungen umfassen.

Diese neuen Experimente zeigen keine bessere Uebereinstimmung mit der Césaro'schen Theorie, obzwar ja auch hier die berechneten und beobachteten Zahlen infolge der Geringfügigkeit der Unterschiede nur wenig von einander abweichen. Ich notirte mir folgende Anfangsgeschwindigkeiten, unter welche die berechneten Zahlen eingeklammert gesetzt sind:

∞R	$+R$	oR	$-\frac{1}{2}R$
0·092	0·095	0·105	0·108
	(0·098)	(0·103)	(0·100).

Aus diesen Zahlen ist zu ersehen, dass die Lösungsoberfläche des Kalkspath durch ein Ellipsoid nicht gut darstellbar ist.

Sehr interessant wäre ein Vergleich der Flächen ∞R und $\infty P2$, der Spring missglückte. Spring äussert sich hierüber: „Les résultats sont inusitables, parce que, chose curieuse, la dissolution se fait pour cette section ($\infty P2$) d'une manière irregulière. Les bords de la section se dissolvent plus vite et l'on finite par obtenir en place du plan primitif un solide à cinq faces. D'après l'inclinaison des faces nouvelles on serait presque disposé à conclure à la reconstruction du solide de clivage.“ Nach Césaro's Theorie müsste $\infty P2$ gleiche Lösungsgeschwindigkeit ergeben wie ∞R; nach den Aetzfiguren, welche von v. Ebner mit bewundernswerter Gründlichkeit studirt sind, glaube ich voraussagen zu können, dass die Lösungsgeschwindigkeit auf $(10\bar{1})$ $\infty P2$ kleiner sein wird als auf $(2\bar{1}\bar{1})$ ∞R. Denn die erste Fläche liegt in einer Aetzzone des Calcit, die letztere ausserhalb derselben. Wenigstens wäre dieses Verhalten für Essigsäure und Ameisensäure zu erwarten.

metrie begabten Elasticitätsflächen. Aber auch hier ist noch die Symmetrie der physikalischen Eigenschaft in manchen Fällen vollkommener als die der zugehörigen Krystallform. So haben z. B. im tesseralen System der Theorie und der Erfahrung gemäss sowohl holoëdrische als hemiëdrische als tetartoëdrische Krystalle denselben Typus der Elasticitätsfläche, welcher durch die Formel

$$E = A + B\ (\cos^4\varphi_1 + \cos^4\varphi_2 + \cos^4\varphi_3)$$

darstellbar ist. Hier sind nur Unterschiede im Vorzeichen und im Grössenverhältnis der beiden Constanten A und B möglich; die Symmetrie ist immer dieselbe, nämlich die eines holoëdrischen tesseralen Krystalls, und infolge des Vorkommens von Kreisschnitten in der Ebene des Oktaëders gibt es selbst bei den holoëdrischen Krystallen krystallographisch verschiedene Richtungen, welche sich in Beziehung auf den Elasticitätscoefficienten gleich verhalten.

Die Lösungsoberfläche ist zwar zur Zeit nur sehr mangelhaft bekannt. Man kennt bis jetzt nur von wenigen Mineralien einige Radien. Vom Flussspath sind zwei Hauptebenen einigermassen durch die vorliegenden Untersuchungen bestimmt; eine theoretische Ableitung oder auch nur eine empirische Formel für dieselbe existirt nicht. Dennoch lässt sich auf Grund der noch so mangelhaften Kenntnis sagen, dass sie der Symmetrie der Krystallform sich viel inniger anschliesst als die beiden anderen verglichenen Oberflächen.

Es darf als wahrscheinlich bezeichnet werden, dass jeder hemiëdrischen und tetartoëdrischen Abtheilung des tesseralen Systems, um zunächst bei diesem zu bleiben, auch ein besonderer in der Symmetrie übereinstimmender Typus der Lösungsoberfläche entsprechen wird. Diesen Bedingungen kann natürlich nur ein complicirter mathematischer Ausdruck genügen. Die Formel der Lösungsoberfläche wird also jedenfalls verwickelter sein müssen als die oben citirte der Elasticitätsfläche. Dies ergibt sich auch schon aus der Vertheilung der Minima und Maxima in den beiden experimentell bestimmten Durchschnitten der Lösungsoberfläche des Fluorit.

Wir betrachten zunächst die durch zahlreiche Beobachtungen mit ziemlicher Genauigkeit bestimmten Durchschnitte der Lösungsoberfläche für Salzsäure, welche in den Figuren 35 und 36 dargestellt sind. Man erinnert sich, dass die Elasticitätsfläche tesseraler Minerale Maxima und Minima nur in der Richtung der Würfel- und Oktaëder-

normale besitzt. Ist die eine dieser Richtungen Maximum, so ist die andere Minimum. Der Dodekaëdernormale entspricht stets ein intermediärer Wert.

Die beobachteten Radien der Lösungsoberfläche reichen vollkommen aus, um ihr fundamental verschiedenes Verhalten zu erkennen. Man sieht, dass relative Minima in alle drei primären Richtungen fallen.

In den Zwischenrichtungen liegt in den untersuchten Ebenen, wie es scheint, je ein Maximum zwischen den zwei primären Minimalrichtungen. Ob unter diesen das absolute Maximum enthalten ist, oder ob dasselbe in zwischen den Hauptebenen gelegene Richtungen, normal zu einem Hexakisoktaëder liegt, bleibt ebenso ungewiss wie die genaue Lage der Zwischenmaxima in den Hauptebenen, die sich aus den Versuchen nicht mit Sicherheit ableiten lässt. Doch scheint es mir nicht ganz unwahrscheinlich, dass das absolute Maximum in die Zone der Tetrakishexaëder falle.

Beziehungen zwischen Lösungsoberfläche für Säure und Alkali.

Die primären Minima mit den zwischen liegenden Maximis finden sich auch bei der Aetzung mit Sodalösung angedeutet, obzwar ja die Versuche wegen ihrer geringen Zahl keine Sicherheit über die wahre Grösse der einzelnen Radien geben. Sehr wichtig sind aber die Beziehungen, die sich beim Vergleich der Lösungsoberfläche für Säure mit der für Alkali ergeben.

Vor Allem ist bemerkenswert, dass das mittlere Minimum in der Richtung der Oktaëdernormale erhalten bleibt; die anderen Minima tauschen ihre Plätze. Aehnlich verhalten sich auch die Zwischenmaxima. Wenn wir die drei Minima normal zu (100), (111), (110) mit h, o, d, die Zwischenmaxima $(h 11)$, $(h h 1)$, $(h k 0)$ mit J, T, P bezeichnen, so folgen nach der Grösse geordnet:

Bei Aetzung mit Salzsäure: $h\, o\, d\, J\, T\, P$;

bei Aetzung mit Alkali: $d\, o\, h\, P\, T\, J$.

Es sind also jedesmal bei den Maximis wie bei den Minimis die extremen vertauscht, die mittleren behalten ihre Stelle.

Beziehungen zwischen Lösungsoberfläche und Aetzfiguren.

Vergleicht man die im letzten Abschnitt hervorgehobenen Beziehungen mit dem, was pag. 392 über die Beziehungen der mit Säuren und Alkalien hervorgerufenen Aetzfiguren gesagt wurde, so ist man überrascht durch die vollkommene Uebereinstimmung der gefundenen Sätze.

Insbesondere sind folgende Sätze, die zum Theil schon früher aufgestellt wurden, durch die vorliegende Untersuchung vollinhaltlich bestätigt.

1. Aetzhügel entstehen auf Flächen geringsten Lösungswiderstandes. Für Säuren trifft dies zu bei den Pyramidenwürfeln, für alkalische Lösung bei den Ikositetraëdern.

2. Scharfe deutliche Aetzgrübchen sind ein Zeichen grossen Lösungswiderstandes. Die Würfelfläche zeigt mit Säuren die kleinste Lösungsgeschwindigkeit und die schärfsten Aetzgrübchen; das Gleiche gilt für die Dodekaëderfläche bei alkalischer Aetzung.

3. In früheren Arbeiten wurde der Satz aufgestellt: Aetzzonen sind Zonen von Flächen mit grossem Lösungswiderstand. Es scheint, dass dieser Satz besser lauten würde: Aetzzonen sind Zonen, welche Flächen grössten Lösungswiderstandes enthalten. Nach den Aetzfiguren wird man nicht umhin können, die Triakisoktaëderzone als Aetzzone für Säuren anzusprechen; nichtsdestoweniger kommen die Triakisoktaëder in der Lösungsgeschwindigkeit den Tetrakishexaëdern ziemlich nahe, aber in ihr liegen doch die Flächen des Oktaëders und des Rhombendodekaëders mit relativ kleiner Lösungsgeschwindigkeit.

4. In manchen Fällen lässt sich die Gestalt der Aetzfiguren aus der Form der Lösungsoberfläche ableiten; es gelingt dies namentlich in jenen Fällen, wo tiefe Aetzfiguren entstehen, deren Seitenflächen ausserhalb des Vicinalbereiches der betrachteten Flächen fallen. Folgende Beispiele mögen dies illustriren:

a) Würfel. Bei Säure-Aetzung kreuzen sich in der Würfelfläche 4 Zonen mit kleinem Zwischenmaximum (Ikositetraëder) und 4 Zonen mit grossem Zwischenmaximum (Pyramidenwürfel). Die Aetzfiguren werden durch Flächen der ersteren Zone gebildet.

b) Dodekaëder. Säure-Aetzung: Es kreuzen sich zwei Zonen mit relativ kleinerem (Triakisoktaëder) und grösserem Zwischenmaximum (Pyramidenwürfel). Die Aetzfiguren sind nach der Zone stärkeren Widerstandes gestreckt. Alkalische Aetzung: Es kreuzen sich zwei Zonen mit fast gleichem relativ kleinem Zwischenmaximum, die Aetzfigur ist fast quadratisch, etwas gestreckt nach der Tetrakishexaëderzone.

c) Oktaëderfläche. Die Ableitung der vorherrschend entstehenden vicinalen Aetzfiguren aus der Lösungsoberfläche ist nicht möglich. Vor Allem müsste hier auch der Einfluss von Concentration und Temperatur auf die Lösungsoberfläche untersucht werden, wozu es mir an Material und Zeit gebrach. Ich behalte mir vor, diese Frage bei nächster Gelegenheit eingehender zu prüfen. Die tieferen Aetzfiguren werden bei Säureätzung von Ikositetraëderflächen, bei alkalischer Aetzung von Triakisoktaëdern gebildet; dies harmonirt mit der Thatsache, dass bei Säureätzung die Ikositetraëder, bei alkalischer die Triakisoktaëder das kleinere Zwischenmaximum enthalten.

d) Die rinnenförmige Gestalt der Aetzfiguren auf den Flächen der Aetzzone ist im Einklang mit der Annahme, dass in erster Linie die Flächen grössten Lösungswiderstandes die Form bedingen. Die mannigfaltige Ausgestaltung der Aetzfiguren, namentlich die variablen Lagen der ausserhalb der Aetzzone liegenden Seitenflächen lässt sich freilich derzeit noch nicht ableiten.

e) Am wenigsten günstig gestaltet sich der Vergleich auf der Würfelfläche bei alkalischer Aetzung. Hier wären nach der Lösungsoberfläche Tetrakishexaëdergrübchen zu erwarten, die aber selten und da undeutlich entstehen. Besser entwickelte Ikositetraëderfiguren wurden nicht selten beobachtet, deren Ableitung aus der Lösungsoberfläche geradezu widersprechend wäre. Diese Incongruenz vermag ich vorläufig nicht völlig aufzuklären. Es muss allerdings hervorgehoben werden, dass bei alkalischer Aetzung tiefe scharfe Aetzgrübchen überhaupt nicht entstehen. Sie sind sehr flach von vicinalen Flächen gebildet, und es scheint in der That, dass für solche Vicinalflächen die gewöhnlich geltenden Regeln ihre Kraft verlieren.

Unwillkürlich wird man dabei an V. v. Ebner's Unterscheidung der instantanen und retardirten Aetzfiguren erinnert.

Im allgemeinen kann somit der Vergleich der Lösungsoberfläche mit den Aetzfiguren des Fluorit, die bereits früher gewonnenen Sätze

bestätigen, wenngleich manche Beziehung sich etwas complicirter darstellt als ich ursprünglich glaubte.

Insbesondere sei noch hervorgehoben, dass der Lösungswiderstand in der Ebene der geätzten Fläche völlig gleichgiltig für die Form der Aetzfigur zu sein scheint.

Beziehungen der Lösungsoberfläche zu den vorherrschenden Krystallformen.

Zu wichtigen Folgerungen gibt die Thatsache Anlass, dass den primären Flächen Minima der Lösungsgeschwindigkeit entsprechen. Es darf zunächst als sehr wahrscheinlich bezeichnet werden, dass auch für jene Lösungen, aus welchen Fluoritkrystalle sich absetzen, ähnliche Lösungsoberflächen Geltung haben. Auch in jenen Lösungen würde, wenn anstatt Absatz Auflösung erfolgte, die Lösungsgeschwindigkeit Minima haben in den primären Richtungen. Da nun die primären Flächen: Würfel, Oktaëder, Dodekaëder zugleich jene Krystallflächen sind, welche als Combinationsträger am häufigsten an den Krystallen beobachtet werden, so ist hier ein ursächlicher Zusammenhang anzunehmen. Ich sehe in dieser Erfahrung eine Bestätigung des schon früher angedeuteten Satzes: Die wachsenden Krystalle umgeben sich mit jenen Flächen, für welche die Lösungsgeschwindigkeit ein Minimum ist, die also den grössten Lösungswiderstand in dem betreffenden Medium haben.[1])

Die Versuche zeigen aber weiter, dass mit dem chemischen Charakter des Lösungsmittels eine Aenderung in den Grössenverhältnissen der primären Minima eintritt. Für Säure ist das Minimum normal zu (100), für Alkalien das normal zu (110) am meisten ausgeprägt, während (111) in beiden Fällen ein mittlerer Wert entspricht.

Da nun solche Verschiedenheiten wie zwischen Salzsäure und Sodalösung auch unter den natürlichen Medien, aus denen Fluoritkrystalle sich absetzen, denkbar sind, ist es verständlich, dass je nach der Art des Mediums Krystalle mit vorherrschendem Würfel oder Krystalle mit vorherrschendem Dodekaëder entstehen werden.

---

[1]) Vergl. Diese Mitth. IX, 19 und XI, 494. Späteren Mittheilungen vorgreifend mag hier angeführt werden, dass Messungen der Lösungsgeschwindigkeit am Alaun für das Oktaëder kleinere Zahlen ergeben haben, als für den Würfel.

Es ist schliesslich auch denkbar, dass es in der Natur Lösungsmittel gibt, für welche das ausgeprägteste Minimum der Oktaëderfläche entspricht; aus solchen Lösungen sollten sich Oktaëder abscheiden.

Obwohl man nicht behaupten kann, dass wir über die Natur der Lösungen, aus denen sich die Flussspathkrystalle absetzen, genau unterrichtet sind, lässt sich doch aus der Paragenesis, in der Fluoritkrystalle vorkommen, der Schluss ziehen, dass die Lösungsmittel einen verschiedenen Charakter gehabt haben mögen.

Man findet Fluorit auf vielen Erzgängen in Begleitung von Sulfiden, von Quarz und von Carbonaten, aber ohne Silicate. Man weiss, dass die Gegenwart freier CO_2 oder der Bicarbonate den Absatz von Silicaten hindert, indem die SiO_2 als Quarz, die Basen als Carbonate abgesetzt werden. Man weiss ferner, dass derartige Processe sich vornehmlich in den oberen Theilen der Erdkruste abspielen. Wenn wir nun in dieser Gesellschaft den Flussspath fast ausnahmslos mit vorherrschendem Würfel antreffen, so ist das sicher mehr als Zufall. Hierher sind von den bekannteren Flussspathvorkommen jene von Cumberland, Cornwall, Derbyshire in England, von continentalen vor allem Freiberg zu rechnen.

Wir kennen ferner andere Fluoritvorkommen, welche von Quarz und Silicaten begleitet werden. Was immer für eine Zusammensetzung die Lösungen haben mögen, welche diese Krystalle absetzten, jedenfalls verbietet das Vorkommen von Silicaten die Annahme, dass freie CO_2 oder Bicarbonate vorhanden gewesen seien. Gerade unter den letzteren Vorkommen finden sich aber solche, die durch das Vorherrschen von Oktaëdern und Dodekaëdern ausgezeichnet sind. Das bestbekannte Vorkommen dieser Art dürfte jenes von Striegau in Schlesien sein.

Eine eigenthümliche Mittelstellung nimmt, wie es scheint, Andreasberg ein. Hier sind auf den Erzgängen Silicate, namentlich verschiedenartige Zeolithe, keine seltene Erscheinung. Damit stellen sich auch oktaëdrische Flussspathe ein, welche sonst auf Erzgängen selten sind.

Das bekannte Fluoritvorkommen von Zinnwald zeigt sowohl Oktaëder als Würfel. Die ersteren sind jedoch häufig matt und drusig und erweisen sich mit kleinen würfelförmigen Fortwachsungen bedeckt. (Sie erscheinen aus Würfeln aufgebaut, wie der gebräuchliche, aber irreführende Terminus lautet.)

Hier sind also zweierlei Fluoritgenerationen anzunehmen. Eine ältere, welche Oktaëder bildete, und eine jüngere, welche Würfel absetzte. Dass die letztere die jüngere ist, erscheint gesetzmässig begründet; sie wurde abgesetzt als die betreffenden Gänge der Erdoberfläche näher gerückt waren.

Die gleiche gesetzmässige Folge einer älteren Oktaëder- und einer jüngeren Würfelgeneration findet sich auch anderwärts.

Es wäre gewiss ein lohnendes Unternehmen, an einem grossen Materiale die Sätze zu prüfen, die ich hier mit aller Reserve und nur als heuristische Hypothese hinstellen kann.

Vergleich des Fluorit mit anderen Mineralen.

Wie weit wir noch entfernt sind von einer erschöpfenden Kenntnis der Erscheinungen beim Aetzen zeigt sich wohl am klarsten darin, dass jede neue Untersuchung ganz neue Verhältnisse enthüllt, die sich mit dem bisher Bekannten nur theilweise und in einzelnen Stücken vergleichen lassen.

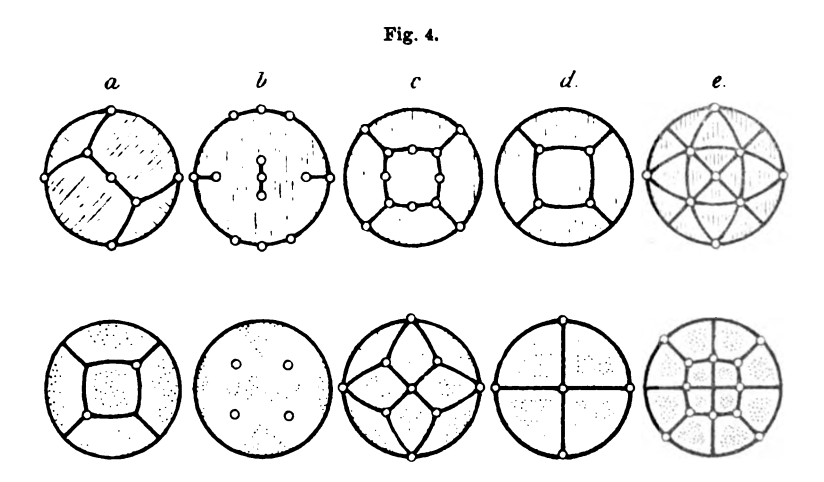
Auch der Fluorit lässt wieder einen ganz neuen Typus der Aetzbarkeit erkennen, der besonders durch den Vergleich des Auftretens der Aetzhügel klar hervortritt. Ich will der Kürze wegen jene Regionen des Krystalles, auf welchen bei der Aetzung Aetzhügel entstehen, als Aetzfelder bezeichnen.

In der hier folgenden Figur sind in Projectionen die Verhältnisse der bis jetzt untersuchten tesseralen Minerale übersichtlich dargestellt. In der Figur beziehen sich die Projectionen der oberen Reihe auf Aetzung mit Säure, die der unteren auf Aetzung mit alkalischen Aetzmitteln. Fig. *a* bezieht sich auf Zinkblende, *b* auf Pyrit, *c* auf Magnetit, wobei für alkalische Aetzung Linneït substituirt wurde, *d* auf Bleiglanz, *e* auf Fluorit. Hauptätzzonen sind durch ausgezogene Linien, primäre Aetzflächen (= primäre Lösungsflächen v. Ebner) durch Ringeln dargestellt.

Man bemerkt, dass die Aetzfelder mit grosser Regelmässigkeit bei Wechsel des Aetzmittels ihren Platz verändern. Aber ein bemerkenswerter Unterschied scheidet den Fluorit von den übrigen Mineralen. Bei den übrigen Mineralen liegt jedesmal im Schwerpunkt des Aetzfeldes eine primäre Fläche; beim Fluorit lassen die Aetzfelder die primären Flächen frei. Nächst verwandt wäre Typus *c*

(Magnetit-Linneït) bei Vertauschung des Aetzmittels. Allein dann müssten wir bei alkalischer Aetzung Aetzhügel auf der Würfelfläche, bei Säureätzung Aetzhügel auf der Dodekaëderfläche antreffen.

Fig. 4.



Der Fluorit stellt in der That einen neuen Typus dar. Die Beziehungen zu anderen tesseralen Mineralen sind daher spärlich und erstrecken sich eigentlich nur auf übereinstimmende Symmetrieverhältnisse.

Beziehungen zur Molecularstructur.

Die im vorigen Abschnitt zu Tage tretende Unvollständigkeit unserer Erfahrungen legt uns auch jetzt noch in Bezug auf weitere Folgerungen betreffend die Molecularstructur grosse Zurückhaltung auf. Nur eines mag hervorgehoben werden; klarer als bei anderen Mineralen tritt beim Fluorit die Thatsache hervor, dass die Erscheinungen beim Aetzen vom Ineinanderspielen von zweierlei Ursachen abhängen. Eine dieser Ursachen ist unabhängig vom Aetzmittel; man wird sie im Aufbau des Krystalls aus Krystallmolekeln zu suchen haben. Die wichtige Rolle, welche der Oktaëderfläche bei jeder Art von Aetzung zukommt, die sich auch in dem ausgeprägten Lösungsminimum für beiderlei Aetzmittel in der Lösungsoberfläche ausspricht, wird man der Wirkung dieser Ursache zuzuschreiben haben. Es ist eine sehr erfreuliche Uebereinstimmung, dass auch die

mechanischen Cohäsionskräfte die wichtige Rolle der Oktaëderfläche erkennen lassen (Spaltbarkeit). Man wird daher mit einiger Zuversicht sagen dürfen, dass Bravais' oktaëdrisches Raumgitter mit der Molekularstructur des Flussspath bis zu einem gewissen Grade Verwandtschaft hat.

Eine zweite Kategorie von Ursachen wechselt mit dem Aetzmittel. Die Wirkung dieser Ursachen ist zu sehen in dem Austausch der Rollen, welche Würfel und Dodekaëder, Ikositetraëder und Tetrakishexaëder erleiden. Diese Ursachen hängen wohl mit der Stellung der *Ca*- und *F*-Atome in der Krystallmolekel zusammen.

Man fühlt sich versucht, anzunehmen, dass die *Ca*-Atome vorzüglich der Dodekaëderfläche, die *F*-Atome vorzüglich der Würfelfläche oder vielleicht der Ikositetraëderfläche zugekehrt sind. Weitere Ausführungen müssen einem späteren Zeitpunkt vorbehalten bleiben.

Schlusswort.

Zum Schlusse mögen die wichtigsten Ergebnisse der Untersuchung nochmals in einigen Sätzen zusammengefasst werden.

1. Beim Fluorit sind für Aetzung in Säure Hauptätzzonen: die Ikositetraëder- und Triakisoktaëderzonen; primäre Aetzflächen: Würfel und Oktaëder. Die durch das Vorkommen von Aetzhügeln ausgezeichneten Aetzfelder umfassen die Zone der Tetrakishexaëder und die Hexakisoktaëder.

2. Für Aetzung in alkalischen Lösungen sind Hauptätzzonen: die Tetrakishexaëder- und die Tetrakisoktaëderzonen. Die Aetzfelder liegen über der Zone der Ikositetraëder.

3. Man kann unterscheiden: Tiefe Aetzfiguren, welche durch die Hauptätzzonen ihrer Lage und Gestalt nach bestimmt werden, und Aetzfiguren, welche von Vicinalflächen der geätzten Fläche gebildet sind; die Seitenflächen der letzteren liegen nicht immer in den Aetzzonen.

4. Die Gestalt der vicinalen Aetzfiguren auf der Oktaëderfläche zeigt sich bei Aetzung mit Salzsäure in bestimmter Weise von der Concentration des Aetzmittels abhängig. Erhöhung der Temperatur wirkt ähnlich wie Steigerung der Concentration.

5. Manche Fluorite, welche sich gleichzeitig durch deutliche oder starke Doppelbrechung auszeichnen, zeigen anomale Aetzfiguren, welche mit der Art des Wachsthums zusammenhängen. Der Krystall erscheint aufgebaut aus kegelförmigen Theilen (Anwachskegeln), deren jeder einer Krystallfläche entspricht und durch Ansatz von Substanz auf dieser Fläche entstanden ist. In jedem solchen Kegel herrscht in Bezug auf Aetzung eine Symmetrie, welche man erhält, wenn man zu der theoretischen Symmetrie des Krystalls die Richtung normal zur Anwachsfläche (Axe des Anwachskegels) als eine von allen anderen Richtungen verschiedene hinzunimmt. Hieraus folgt, dass an der natürlichen Oberfläche des Krystalls keine Anomalie beobachtet werden kann, weil hier die Axe des Anwachskegels normal zur geätzten Fläche steht, was die Symmetrie der Fläche nicht ändert. Auf Flächen, die durch die Mitte des Krystalls gelegt werden, kommen die Anomalien zum Vorschein, indem jede derartige Fläche in so viele Sectoren zerfällt, als sie Anwachskegel schneidet. Auf jedem Sector erscheinen die Aetzfiguren gesetzmässig verzerrt, indem sie entweder in der Richtung der Axe des Anwachskegels oder in der Ebene normal zu dieser Axe (der Anwachsfläche) abnorm vertieft erscheinen. Ersteres wurde bei würfelförmigen Krystallen von Cornwall, Derbyshire, Freiberg, letzteres bei oktaëdrischen Krystallen von Andreasberg beobachtet.

6. Die Lösungsgeschwindigkeit des Fluorit variirt mit der Richtung und lässt sich darstellen durch eine stetig gekrümmte Oberfläche, deren Radienvectoren der Lösungsgeschwindigkeit einer normal zum Radiusvector geschnittenen Platte proportional sind.

7. Diese Lösungsoberfläche ist dadurch ausgezeichnet, dass Minima den primären Richtungen: Würfel, Oktaëder, Rhombendodekaëder entsprechen, während in den zwischen diesen Normalen eingeschlossenen Zonen je ein Zwischenmaximum liegt.

8. Die Reihenfolge der Minima und Maxima, nach der Grösse geordnet, ändert sich mit dem Aetzmittel.

Für Salzsäure folgen nach der Grösse geordnet:

1. Minimum normal zum Würfel,
2. „ „ „ Oktaëder,
3. „ „ „ Dodekaëder.

1. Maximum in der Zone der Ikositetraëder,
2. „ „ „ „ „ Triakisoktaëder,
3. „ „ „ „ „ Tetrakishexaëder.

Für alkalische Aetzung ist die Reihe der Minima und Maxima die entgegengesetzte.

9. Zwischen der Lösungsoberfläche und den Aetzfiguren besteht ein inniger Zusammenhang. Flächen mit sehr kleinem Minimum tragen die schärfsten Aetzgrübchen; auf den Flächen, die dem grössten Zwischenmaximum entsprechen, treten Aetzhügel auf. Die Aetzzonen entsprechen den Zonen mit kleinerem Zwischenmaximum.

10. Für die tieferen, dem Vicinalbereich der geätzten Fläche entzogenen Aetzfiguren gilt der Satz, dass auf einer Fläche, in der mehrere Zonen sich kreuzen, die Seitenflächen der Aetzfiguren in den Zonen mit dem kleineren Zwischenmaximum liegen.

11. Es ist ein Zusammenhang anzunehmen zwischen der Form der Lösungsoberfläche und der vorherrschenden Krystallform. Der wachsende Krystall umgibt sich mit den Flächen kleinster Lösungsgeschwindigkeit.

Dies sind aber nach der Form der Lösungsoberfläche stets primäre Flächen. Je nach der Art des Lösungsmittels wird die eine oder die andere Primärform das kleinste Minimum der Lösungsgeschwindigkeit besitzen und sich vorherrschend ausbilden.

12. Die Molecularstructur des Flussspathes wird durch das oktaëdrische Raumgitter von Bravais als erste Annäherung dargestellt. Darauf weist die Rolle der Oktaëderfläche, welche bei jeder Art von Aetzung zu den primären Aetzflächen gehört und ein Minimum der Lösungsgeschwindigkeit darstellt. Die mit der Art des Aetzmittels wechselnden Erscheinungen, Wechsel der Reihenfolge der Maxima und Minima, Wechsel der Aetzfelder, sind auf die Stellung der *Ca*- und *F*-Atome zurückzuführen: man darf annehmen, dass die *Ca*-Atome mehr der Dodekaëderfläche, die *F*-Atome mehr der Würfelfläche zugewandt sind.

13. Der Fluorit ist ein Mineral mit unvollkommenerer Aetzbarkeit als Magnetit und Zinkblende, weshalb die Erscheinung der Verschleppung der Aetzflächen bei ihm intensiver auftritt, als bei

den genannten Mineralen und die Aetzflächen keine deutliche Beziehung zum Parametergesetz erkennen lassen.

14. Der Fluorit stellt einen neuen Typus der Aetzbarkeit dar, der sich von den bisher untersuchten tesseralen Mineralen dadurch unterscheidet, dass die Aetzfelder keine primäre Fläche umschliessen.

Anhang.

Auf den folgenden Tabellen sind die Zahlenbelege für die im Text auf pag. 403 bis 410 aufgeführten Mittelwerte mitgetheilt.

Es bedeutet:

dv Dicke der Platte vor der Aetzung,
dn „ „ „ nach der Aetzung,
dg „ „ gelösten Schichte,
Δ sind die Abweichungen vom Mittel.

Die in den Colonnen *dv* und *dn* vorkommenden Zahlen sind Mittelwerte aus je 5 unabhängigen Dickenmessungen. Die Zahlen geben Umdrehungen der Sphärometerschraube.

Versuch VI.

1. Würfel.

(001)				(110)				(1$\bar{1}$0)			
dv	*dn*	*dg*	Δ	*dv*	*dn*	*dg*	Δ	*dv*	*dn*	*dg*	Δ
16·862	16·748	0·114	−0·002	17·166	16·988	0·178	−0·007	18·305	18·127	0·178	−0·007
867	748	119	+ 003	166	985	181	− 004	305	129	176	− 009
865	751	114	− 002	162	973	189	+ 004	303	117	186	− 005
871	757	114	− 002	162	977	185	± 000	298	109	189	+ 004
873	759	114	− 002	167	986	181	− 004	300	121	179	− 006
867	758	109	− 007	167	985	182	− 003	299	118	181	− 004
868	753	115	− 001	159	972	187	+ 002	292	099	193	+ 008
875	753	122	+ 006	162	975	187	+ 002	293	105	188	+ 003
873	751	122	+ 006	161	963	198	+ 013	294	100	194	+ 009
Mittel: 0·116 ± 0·0010				Mittel: 0·185 ± 0·0014				Mittel: 0·185 ± 0·0014			

2. Würfel.

(111)			
dv	*dn*	*dg*	Δ
10·745	10·567	0·178	+0·006
751	581	170	— 002
756	589	167	— 005
757	585	172	± 000
749	585	164	— 008
741	567	174	+ 002
738	559	179	+ 007
748	578	170	— 002
753	579	174	+ 002
Mittel: 0·172 ± 0·0010			

$(\bar{1}\bar{1}2)$			
dv	*dn*	*dg*	Δ
14·921	14·757	0·164	—0·007
922	759	163	— 008
925	750	175	+ 004
927	756	171	± 000
924	755	169	— 002
929	753	176	+ 005
930	757	173	+ 002
929	749	180	+ 009
921	752	169	— 002
Mittel: 0·171 ± 0·0013			

$(1\bar{1}0)$			
dv	*dn*	*dg*	Δ
15·411	15·217	0·194	+0·006
410	215	195	+ 007
405	?	—	
404	211	193	+ 005
408	225	183	— 005
410	231	179	— 009
407	224	183	— 005
405	222	183	— 005
402	205	197	+ 009
Mittel: 0·188 ± 0·0016			

3. Würfel.

(113)			
dv	*dn*	*dg*	Δ
13·632	13·502	0·130	—0·010
629	486	143	+ 001
624	474	150	+ 008
619	470	149	+ 007
623	481	142	± 000
625	492	133	— 009
617	478	139	— 003
614	472	142	± 000
612	461	151	+ 009
Mittel: 0·142 ± 0·0016			

$(33\bar{2})$			
dv	*dn*	*dg*	Δ
15·962	15·792	0·170	—0·004
968	797	171	— 003
970	800	170	— 004
975	799	176	+ 002
969	797	172	— 002
964	797	167	— 007
964	788	176	+ 002
972	795	177	+ 003
979	793	186	+ 012
Mittel: 0·174 ± 0·0012			

$(1\bar{1}0)$			
dv	*dn*	*dg*	Δ
14·691	14·499	0·192	+0·003
688	496	192	+ 003
685	489	196	+ 007
691	503	188	— 001
696	511	185	— 004
696	515	181	— 008
703	519	184	— 005
701	513	188	— 001
696	500	196	+ 007
Mittel: 0·189 ± 0·0013			

4. Würfel.

(116)			
dv	*dn*	*dg*	Δ
15·213	15·089	0·124	—0·005
214	090	124	— 005
212	089	123	— 006
215	086	129	± 000
215	084	131	+ 002
214	089	125	— 004
212	079	133	+ 004
216	083	133	+ 004
218	083	135	+ 006
Mittel: 0·129 ± 0·0011			

$(33\bar{1})$			
dv	*dn*	*dg*	Δ
14·461	14·274	0·187	—0·002
468	285	183	— 006
470	279	191	+ 002
464	279	185	— 004
462	282	180	— 009
457	268	189	± 000
450	251	199	+ 010
453	263	190	+ 001
454	260	194	+ 005
Mittel: 0·189 ± 0·0013			

$(1\bar{1}0)$			
dv	*dn*	*dg*	Δ
15·982	15·797	0·185	—0·007
980	794	186	— 006
976	773	203	+ 011
984	789	195	+ 003
987	804	183	— 009
989	803	186	— 006
993	800	193	+ 001
992	796	196	+ 004
990	785	205	+ 013
Mittel: 0·192 ± 0·0017			

Versuch VII.

1. Würfel.

(001)			
dv	dn	dg	Δ
16·396	16·303	0·093	—0·005
393	301	092	— 006
389	292	097	— 001
395	296	099	+ 001
400	305	095	— 003
402	311	091	— 007
408	306	102	+ 004
405	300	105	+ 007
401	294	107	+ 009
Mittel: 0·098 ± 0·0013			

(110)			
dv	dn	dg	Δ
16·861	16·723	0·138	—0·014
864	724	139	— 013
865	711	154	+ 002
870	715	155	+ 003
867	723	144	— 008
864	716	148	— 004
865	705	160	+ 008
870	710	160	+ 008
873	702	171	+ 019
Mittel: 0·152 ± 0·0024			

(1$\bar{1}$0)			
dv	dn	dg	Δ
18·038	17·916	0·122	—0·020
039	919	120	— 022
039	898	141	— 001
039	887	152	+ 010
040	900	140	— 002
039	902	137	— 005
036	879	157	+ 015
035	878	157	+ 015
035	870	165	+ 023
Mittel: 0·142 ± 0·0035			

5. Würfel.

(001)			
dv	dn	dg	Δ
12·943	12·818	0·125	—0·002
950	822	128	+ 001
955	827	128	+ 001
956	824	132	+ 005
951	830	121	— 006
943	825	118	— 009
939	806	133	+ 006
948	825	123	— 004
956	821	135	+ 008
Mittel: 0·127 ± 0·0013			

(210)			
dv	dn	dg	Δ
16·028	15·884	0·144	—0·026
030	879	151	— 019
028	872	156	— 014
023	849	174	+ 004
025	854	171	+ 001
025	855	170	± 000
020	835	185	+ 015
019	836	183	+ 013
018	822	196	+ 026
Mittel: 0·170 ± 0·0038			

(1$\bar{2}$0)			
dv	dn	dg	Δ
15·559	15·401	0·158	—0·013
552	371	181	+ 010
539	365	174	+ 003
544	375	169	— 002
556	378	178	+ 007
566	407	159	— 012
569	402	167	— 004
560	393	167	— 004
546	359	187	+ 016
Mittel: 0·171 ± 0·0022			

6. Würfel.

(001)			
dv	dn	dg	Δ
13·712	13·629	0·083	—0·009
706	624	082	— 010
700	605	095	+ 003
709	612	097	+ 005
714	620	094	+ 002
718	628	090	— 004
721	626	095	+ 003
716	623	093	+ 001
712	613	099	+ 007
Mittel: 0·092 ± 0·0013			

(310)			
dv	dn	dg	Δ
12·408	12·276	0·132	—0·009
406	266	140	— 003
403	247	156	+ 013
411	259	152	+ 009
414	274	140	— 003
415	290	125	— 018
420	284	136	— 007
420	274	146	— 003
419	261	158	+ 015
Mittel: 0·143 ± 0·0024			

(1$\bar{3}$0)			
dv	dn	dg	Δ
11·651	11·539	0·112	—0·014
661	542	119	— 007
669	538	131	+ 005
666	538	128	+ 002
658	536	122	— 004
647	536	111	— 015
645	515	130	+ 004
654	525	129	+ 003
662	506	156	+ 030
Mittel: 0·126 ± 0·0030			

Versuch VIII.

(100)			
dv	*dn*	*dg*	Δ
13·657	13·587	0·070	+ 0·005
658	592	066	+ 001
657	591	066	+ 001
662	595	067	+ 002
663	598	065	± 000
664	598	066	+ 001
666	603	063	— 002
664	606	058	— 007
667	605	062	— 003
	Mittel:	0·065	± 0·0007

(110)			
dv	*dn*	*dg*	Δ
9·407	9·222	0·185	+ 0·014
406	239	167	— 004
399	235	164	— 007
396	244	152	— 019
401	247	154	— 017
406	232	174	+ 003
403	215	188	+ 017
399	222	177	+ 006
396	218	178	+ 007
	Mittel:	0·171	± 0·0029

(210)			
dv	*dn*	*dg*	Δ
15·538	15·337	0·201	+ 0·007
538	352	186	— 008
537	340	197	+ 003
532	342	190	— 003
532	353	179	— 015
534	339	195	+ 001
532	329	203	+ 009
529	335	194	± 000
526	328	198	+ 004
	Mittel:	0·194	± 0·0017

(430)			
dv	*dn*	*dg*	Δ
5·254	5·053	0·201	+ 0·005
256	061	195	— 001
256	051	205	+ 009
257	060	197	+ 001
257	074	183	— 013
256	058	198	+ 002
253	054	199	+ 003
258	073	185	— 009
256	058	198	+ 002
	Mittel:	0·196	± 0·0016

(111)			
dv	*dn*	*dg*	Δ
5·868	5·739	0·129	+ 0·003
868	744	124	— 002
870	744	126	± 000
877	751	125	— 001
876	752	124	— 002
872	748	124	— 002
875	748	127	+ 001
877	752	126	± 000
879	751	128	+ 002
	Mittel:	0·126	± 0·0004

Versuch IX.

(100)

dv	dn	dg	Δ
8·550	8·486	0·064	+ 0·004
553	494	059	— 001
557	493	064	+ 004
551	489	062	+ 002
548	488	060	± 000
542	486	056	— 004
535	481	054	— 006
541	484	057	— 003
546	481	064	+ 004
	Mittel: 0·060 ± 0·0008		

(211)

dv	dn	dg	Δ
6·135	5·938	0·197	+ 0·003
141	946	195	+ 001
144	943	201	+ 007
141	944	197	+ 003
140	949	191	— 003
131	944	187	— 007
127	937	190	— 004
134	942	192	— 002
135	942	193	— 001
	Mittel: 0·194 ± 0·0009		

(111)

dv	dn	dg	Δ
5·522	5·383	0·139	+ 0·002
516	376	140	+ 003
501	362	139	+ 002
518	376	142	+ 005
525	393	132	— 005
530	398	132	— 005
536	406	130	— 007
532	395	137	± 000
526	382	144	+ 007
	Mittel: 0·137 ± 0·0011		

(221)

dv	dn	dg	Δ
5·760	5·510	0·250	+ 0·006
761	520	241	— 003
761	525	236	— 008
762	525	237	— 007
764	527	237	— 007
761	514	247	+ 003
760	509	251	+ 007
763	519	244	± 000
763	510	253	+ 009
	Mittel: 0·244 ± 0·0015		

(110)

dv	dn	dg	Δ
6·221	5·977	0·244	+ 0·006
220	978	242	+ 004
217	977	240	+ 002
216	977	239	+ 001
223	6·000	223	— 015
224	5·989	235	— 003
225	982	242	+ 004
223	990	233	— 005
219	972	247	+ 009
	Mittel: 0·238 ± 0·0016		

Versuch X.

(100)

dv	dn	dg	Δ
8·486	8·437	0·049	+ 0·001
494	446	048	± 000
493	445	048	± 000
489	441	048	± 000
488	441	047	— 001
486	434	052	+ 004
481	429	052	+ 004
484	440	044	— 004
481	435	046	— 002
	Mittel:	0·048 ± 0·0005	

(211)

dv	dn	dg	Δ
5·938	5·733	0·205	+ 0·008
946	748	198	+ 001
943	740	203	+ 006
944	747	197	± 000
949	755	194	— 003
944	747	197	± 000
937	745	192	— 005
942	747	195	— 002
942	747	195	— 002
	Mittel:	0·197 ± 0·0009	

(111)

dv	dn	dg	Δ
5·383	5·274	0·109	— 0·004
376	256	120	+ 007
362	242	120	+ 007
376	262	114	+ 001
393	278	115	+ 002
398	290	108	— 005
406	295	111	— 002
395	289	106	— 007
382	269	113	± 000
	Mittel:	0·113 ± 0·0011	

(221)

dv	dn	dg	Δ
5·510	5·280	0·230	+ 0·007
520	294	226	+ 003
525	300	225	+ 002
525	304	221	— 002
527	306	221	— 002
514	286	228	+ 005
509	281	228	+ 005
518	298	220	— 003
510	298	212	— 011
	Mittel:	0·223 ± 0·0012	

(110)

dv	dn	dg	Δ
5·977	5·768	0·209	+ 0·014
978	777	201	— 006
977	787	190	— 005
977	782	195	± 000
6·000	808	192	— 003
5·989	796	193	— 002
982	793	189	— 006
990	8'01	189	— 006
972	778	194	— 001
	Mittel:	0·195 ± 0·0015	

(430)

dv	dn	dg	Δ
5·037	4·810	0·227	— 0·012
053	818	235	— 004
045	805	240	+ 001
053	813	240	+ 001
067	832	235	— 004
051	816	235	— 004
053	810	243	+ 004
075	833	242	+ 003
062	809	253	+ 014
	Mittel:	0·239 ± 0·0016	

Versuch XI.

(100)				(211)			
dv	dn	dg	Δ	dv	dn	dg	Δ
8·437	8·393	0·044	+ 0·002	5·738	5·548	0·185	+ 0·002
446	401	045	+ 003	748	564	184	+ 001
445	403	042	± 000	740	554	186	+ 003
441	400	041	— 001	747	564	183	± 000
441	398	043	+ 001	755	572	183	± 000
434	393	041	— 001	747	558	189	+ 006
429	387	042	± 000	745	561	184	+ 001
440	396	044	+ 002	747	572	175	— 008
435	396	039	— 003	747	567	180	— 003
Mittel: 0·042 ± 0·0004				Mittel: 0·183 ± 0·0008			

(111)				(221)			
dv	dn	dg	Δ	dv	dn	dg	Δ
5·274	5·135	0·139	+ 0·004	5·280	5·046	0·234	+ 0·005
256	129	127	— 008	294	068	226	— 003
242	119	123	— 012	300	074	226	— 003
262	132	130	— 005	304	072	232	+ 003
278	140	138	+ 003	306	080	226	— 003
290	144	146	+ 011	286	055	231	+ 002
295	155	140	+ 005	281	050	231	+ 002
289	148	141	+ 006	298	078	220	— 009
269	135	134	— 001	298	069	231	+ 002
Mittel: 0·135 ± 0·0016				Mittel: 0·229 ± 0·0010			

(110)				(430)			
dv	dn	dg	Δ	dv	dn	dg	Δ
5·768	5·571	0·197	+ 0·006	4·810	4·582	0·228	— 0·005
777	591	186	— 005	818	590	228	— 005
787	594	193	+ 002	805	564	241	+ 008
782	598	184	— 007	813	576	237	+ 004
808	620	188	— 003	832	604	228	— 005
796	603	193	+ 002	816	587	229	— 004
793	593	200	+ 009	810	573	237	+ 004
801	614	187	— 004	833	604	229	— 004
778	590	188	— 003	809	569	240	+ 007
Mittel: 0·191 ± 0·0012				Mittel: 0·233 ± 0·0012			

Versuch XII.

(100)			
dv	dn	dg	Δ
8·393	8·355	0·038	— 0·002
401	363	038	— 002
403	360	043	+ 003
400	358	042	+ 002
398	358	040	± 000
393	354	039	— 001
387	351	036	— 004
396	355	041	+ 001
396	353	043	+ 003
Mittel: 0·040 ± 0·0005			

(311)			
dv	dn	dg	Δ
10·147	10·032	0·115	+ 0·003
152	038	114	+ 002
153	042	111	— 001
155	045	110	— 002
154	044	110	— 002
149	038	111	— 001
150	035	115	+ 003
156	048	108	— 004
159	048	111	— 001
Mittel: 0·112 ± 0·0005			

(111)			
dv	dn	dg	Δ
3·167	3·063	0·104	+ 0·003
164	063	101	± 000
160	058	102	+ 001
155	055	100	— 001
143	044	099	— 002
149	051	097	— 004
156	054	102	+ 001
Mittel: 0·101 ± 0·0006			

(331)			
dv	dn	dg	Δ
6·989	6·818	0·171	+ 0·003
988	820	168	± 000
989	817	172	+ 004
979	815	164	— 004
979	819	160	— 008
981	819	162	— 006
968	800	168	± 000
969	799	170	+ 002
966	789	177	+ 009
Mittel: 0·168 ± 0·0011			

(110)			
dv	dn	dg	Δ
4·177	4·007	0·170	+ 0·004
180	020	160	— 006
181	012	169	+ 003
189	031	158	— 008
187	029	158	— 008
184	019	165	— 001
187	017	170	+ 004
193	021	172	+ 006
195	019	176	+ 010
Mittel: 0·166 ± 0·0015			

(210)			
dv	dn	dg	Δ
15·337	15·161	0·176	+ 0·001
352	167	185	+ 008
340	161	179	+ 002
342	173	169	— 008
353	182	171	— 006
339	165	174	— 003
329	141	188	+ 011
335	163	172	— 005
328	151	177	± 000
Mittel: 0·177 ± 0·0044			

Versuch XIII.

(100)			
dv	dn	dg	Δ
8·355	8·320	0·035	+ 0·001
363	328	035	+ 001
360	328	032	— 002
358	323	035	+ 001
358	324	034	± 000
354	320	034	± 000
351	318	033	— 001
355	320	035	+ 001
353	319	034	± 000
		Mittel:	0·034 ± 0·0003

(311)			
dv	dn	dg	Δ
10·032	9·944	0·088	+ 0·002
038	949	089	+ 003
042	956	086	± 000
045	960	085	— 001
044	960	084	— 002
038	953	085	— 001
035	945	090	+ 004
048	966	082	— 004
048	963	085	— 001
		Mittel:	0·086 ± 0·0006

(111)			
dv	dn	dg	Δ
3·063	2·974	0·089	+ 0·007
063	981	082	± 000
058	978	080	— 002
055	973	082	± 000
044	964	080	— 002
051	968	083	+ 001
054	973	081	— 001
		Mittel:	0·082 ± 0·0008

(331)			
dv	dn	dg	Δ
6·818	6·660	0·158	— 0·003
820	661	159	— 002
817	658	159	— 002
815	654	161	± 000
819	665	154	— 007
819	661	158	— 003
800	630	170	+ 009
799	631	168	+ 007
789	629	160	— 001
		Mittel:	0·161 ± 0·0011

(110)			
dv	dn	dg	Δ
4·007	3·836	0·171	— 0·004
020	845	175	± 000
012	840	172	— 003
031	858	173	— 002
029	859	170	— 005
019	848	171	— 004
017	837	180	+ 005
021	842	179	+ 004
019	839	180	+ 005
		Mittel:	0·175 ± 0·0009

(210)			
dv	dn	dg	Δ
15·161	14·973	0·188	+ 0·016
167	995	172	± 000
161	996	165	— 007
173	15·013	160	— 012
182	015	167	— 005
165	14·987	178	+ 006
141	956	185	+ 013
163	990	173	+ 001
151	990	161	— 011
		Mittel:	0·172 ± 0·0023

Versuch XIV.

(100)

dv	dn	dg	Δ
8·320	8·283	0·037	— 0·002
328	288	040	+ 001
328	290	038	— 001
323	283	040	+ 001
324	284	040	+ 001
320	282	038	— 001
318	280	038	— 001
320	280	040	+ 001
319	279	040	+ 001
Mittel:	0·039 ± 0·0003		

(311)

dv	dn	dg	Δ
9·944	9·841	0·103	+ 0·001
949	849	100	— 002
956	855	101	— 001
960	860	100	— 002
960	856	104	+ 002
953	850	103	+ 001
945	843	102	± 000
966	862	104	+ 002
963	859	104	+ 002
Mittel:	0·102 ± 0·0004		

(111)

dv	dn	dg	Δ
2·974	2·873	0·101	+ 0·005
981	885	096	± 000
978	886	092	— 004
973	877	096	± 000
964	868	096	± 000
968	877	091	— 005
973	874	099	+ 003
Mittel:	0·096 ± 0·0009		

(331)

dv	dn	dg	Δ
6·660	6·497	0·163	— 0·002
661	499	162	— 003
658	494	164	— 001
654	496	158	— 007
665	507	158	— 007
661	499	162	— 003
630	455	175	+ 010
631	467	164	— 001
629	447	182	+ 017
Mittel:	0·165 ± 0·0019		

(110)

dv	dn	dg	Δ
3·836	3·686	0·150	+ 0·006
845	705	140	— 004
840	698	142	— 002
858	718	140	— 004
859	721	138	— 006
848	702	146	+ 002
837	684	153	+ 009
842	700	142	— 002
839	694	145	+ 001
Mittel:	0·144 ± 0·0012		

(210)

dv	dn	dg	Δ
14·973	14·783	0·190	+ 0·001
995	805	190	+ 001
996	809	187	— 002
15·013	832	181	— 008
015	829	186	— 003
14·987	802	185	— 004
956	765	191	+ 002
990	804	186	— 003
990	788	202	+ 013
Mittel:	0·189 ± 0·0013		

Versuch XV.

(100)				(311)				(111)			
dv	dn	dg	Δ	dv	dn	dg	Δ	dv	dn	dg	Δ
9·283	9·268	0·015	−0·001	9·841	9·818	0·023	−0·002	2·873	2·866	0·007	−0·005
288	273	015	− 001	849	825	024	− 001	885	874	0·011	− 001
290	273	017	+ 001	855	831	024	− 001	886	876	010	− 002
283	269	014	− 002	860	834	026	+ 001	877	858	019	+ 007
284	269	015	− 001	856	833	023	− 002	868	858	010	− 002
282	266	016	± 000	850	826	024	− 001	877	862	015	+ 003
280	263	017	+ 001	843	816	027	+ 002	874	862	012	± 000
280	262	018	+ 002	862	834	028	+ 003	Mittel: 0·012 ± 0·0007			
279	262	017	+ 001	859	831	028	+ 003				
Mittel: 0·016 ± 0·0003				Mittel: 0·025 ± 0·0005							

(331)				(110)				(210)			
dv	dn	dg	Δ	dv	dn	dg	Δ	dv	dn	dg	Δ
6·497	6·483	0·014	−0·001	3·686	3·684	0·002	−0·005	14·805	14·802	0·003	−0·012
499	490	009	− 006	705	699	006	− 001	809	801	008	− 007
494	485	009	− 006	698	694	004	− 003	832	813	019	+ 004
496	483	013	− 002	718	712	006	− 001	829	818	011	− 004
507	493	014	− 001	721	712	009	+ 002	802	778	024	+ 009
499	475	024	+ 009	702	695	007	± 000	804	781	023	+ 008
455	441	014	− 001	684	682	002	− 005	788	769	019	+ 004
467	446	021	+ 006	700	687	013	+ 006	Mittel: 0·015 ± 0·0016			
447	428	019	+ 004	694	682	012	+ 005				
Mittel: 0·015 ± 0·0011				Mittel: 0·007 ± 0·0009							

Anmerkung. Diese Bestimmungen hatten unter dem Umstand zu leiden, dass die durch wiederholte Aetzung schon ziemlich uneben gewordenen Platten von Versuch XII—XIV benützt wurden. Es wäre wünschenswert gewesen, dieselben abzuschleifen. Allein da sie durch die vorangehenden Versuche zum Theil Sprünge erhalten hatten, zog ich es vor, sie neuerlichen Gefahren nicht auszusetzen. Die Unebenheit der Oberfläche machte sich namentlich bei der Platte (210) unangenehm fühlbar was auch in den grossen Differenzen der *dg* sich ausdrückt. Das Mittel ist immerhin brauchbar.

Erklärung der Tafel VII.

Fig. 1—4. Würfelfläche.

„ 1. Aetzgrübchen auf einer natürlichen Würfelfläche von Freiberg nach 1 Minute dauernder Aetzung in concentrirter siedender Salzsäure.

„ 2. Aetzgrübchen auf einer geschliffenen Würfelplatte von Cumberland. Aetzdauer 9 Minuten, Aetzmittel: 22procentige Salzsäure bei der Temperatur des Wasserbades.

Fig. 3. Aetzgrübchen von Tetrakishexaëderflächen gebildet, auf einer natürlichen Würfelfläche von Freiberg; Aetzmittel: Sehr stark verdünnte Schwefelsäure, siedend.

„ 4. Lichtbild der natürlichen Würfelfläche von Freiberg. Die Einzeichnung der Reflexe erfolgt nach dem am linken Rande der Tafel gezeichneten Maassstab I. Aetzmittel: Mit gleicher Wassermenge verdünnte Salzsäure, Aetzdauer 1 Minute bei Siedetemperatur der Säure.

„ 5. Aetzgrübchen auf der Oktaëderfläche. *a)* Einfachste Form bei stark verdünnter (5procentiger) Salzsäure (Ikositetraëder); *b)* Hinzutreten schmaler Kantenabstumpfungen; *c)* Ikositetraëder und Triakisoktaëder im Gleichgewicht; *d)* Triakisoktaëder vorherrschend (bei mässig verdünnter 20procentiger Salzsäure); *e)* Form der Aetzfigur bei Anwendung 20procentiger Salzsäure bei Zimmertemperatur und sehr langer Aetzdauer; *f)* treppenartige Abstufung der Aetzgrübchen.

„ 6. Lichtfigur einer mit sehr verdünnter Salzsäure durch $2^1/_2$ Minuten bei Siedetemperatur geätzten Oktaëderplatte von Freiberg. Maassstab I.

„ 7. Ikositetraëderfiguren, hervorgebracht durch heisse, mässig verdünnte Schwefelsäure (1 Theil conc. engl. Schwefelsäure, 1 Theil Wasser); $^1/_2$ Minute Aetzdauer, Spaltfläche vom Fluorit von Freiberg.

„ 8. Aetzfiguren auf einer Schliffläche parallel (101) des Fluorit von Cumberland, *a* tiefere Figuren; *b*, *c* seichtere Rinnen, welche eng gedrängt die ganze Platte bedecken. Aetzmittel: 22procentige Salzsäure. Aetzdauer 9 Min. bei der Temperatur des Wasserbades.

„ 9. Zugehörige Lichtfigur nach Maassstab I.

„ 10. Aetzfiguren auf Ikositetraëderflächen. *a* Auf (116) von Cornwall; *b* auf (113), *c* und *d* auf (112) Cumberland.

„ 11. Aetzfiguren auf der Fläche (221) von Cumberland. *a* Partie am Seitenrande der Platte, zeigt die Aetzhügel auf der convexen Prärosionsfläche; *b* einzelne Aetzfigur von der Mitte der 9 Minuten mit 22procentiger Salzsäure geätzten Platte.

„ 12. Aetzhügel auf einer Platte (304) von Cumberland,

„ 13. Desgleichen auf einer Platte parallel (102), nach 9 Minuten Aetzdauer mit 22procentiger Salzsäure im Wasserbad.

„ 14. Lichtbild der Oktaëderfläche von Cumberland. 5 Minuten Aetzdauer in 5procentiger Salzsäure am Wasserbad.

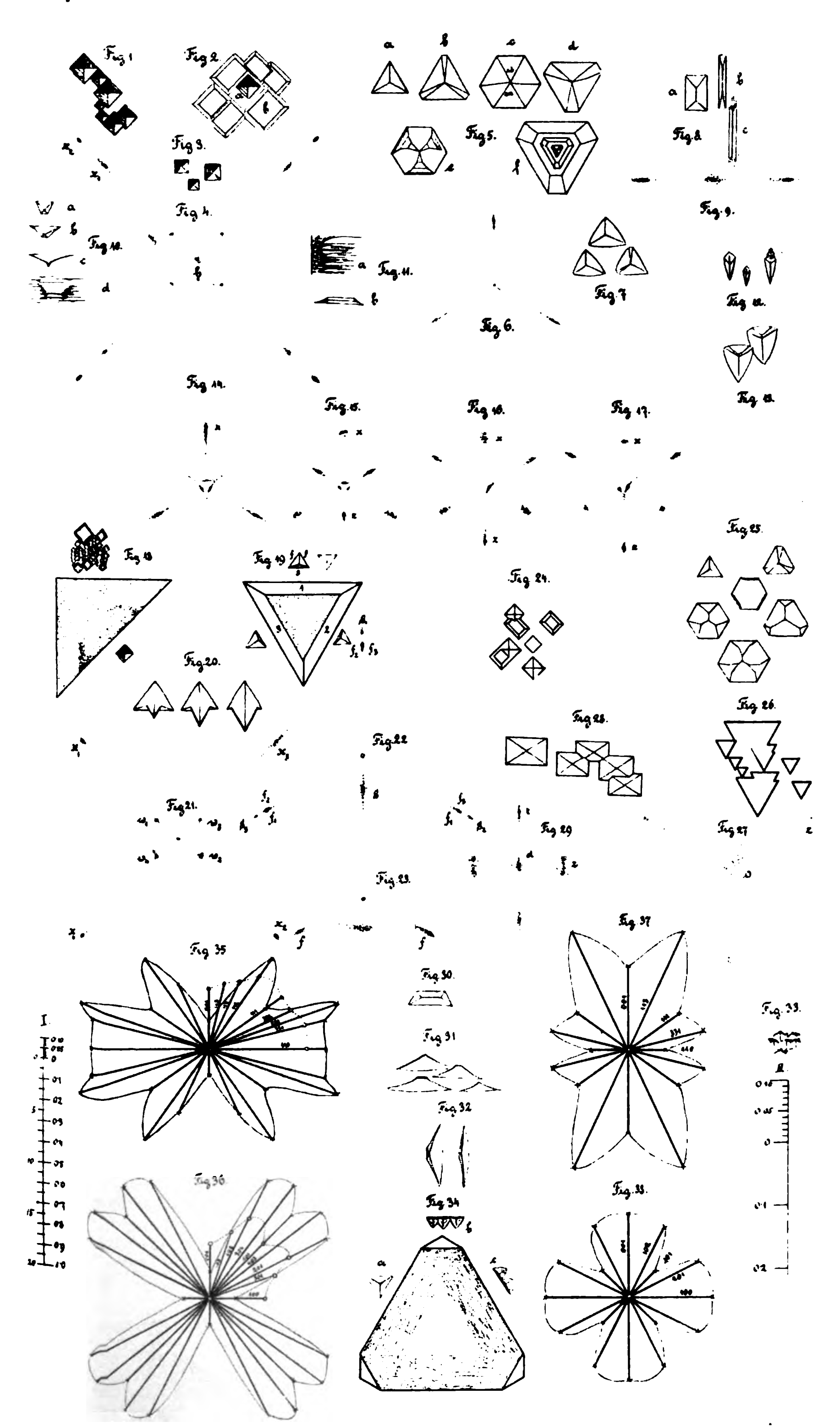
„ 15. Ebenso; 10procentige Salzsäure, 5 Minuten.

„ 16. Ebenso; 15procentige Salzsäure, 2 Minuten.

„ 17. Ebenso; 20procentige Salzsäure, 2 Minuten.
Maassstab der Figuren 14—17, rechts unten II.

„ 18. Würfelschnitt durch den anomalen Fluorit von Cornwall. Aetzung in circa 10procentiger Salzsäure. Oben reihenförmig angeordnete flache Aetzfiguren des oberen Randtheiles, rechts unten tiefe Aetzfigur vom Mittelfeld.

„ 19. Oktaëderspaltfläche von Cornwall mit anomalen Aetzfiguren. Am Rande ist die Form und Stellung der in jedem Sector auftretenden Aetzgrübchen gezeichnet. Punktirt: Form der Aetzgrübchen auf der Unterseite des Sectors 1.



Aut. del.

Verlag von Alfred Hölder, k.u.k. Hof-und Universitäts-Buchhändler, Wien.

Fig. 20. Form der Aetzfiguren auf Sector 1 einer Spaltungsplatte von Derbyshire.
„ 21. Lichtbild der Würfelplatte Fig. 18. Der linke Randtheil ist verdeckt. Maassstab I.
„ 22. Lichtbild der Oktaëderfläche Fig. 19.
„ 23. Aehnliches Lichtbild bei Anwendung 11procentiger Säure von Sector 1 allein. Maassstab der Fig. 22 und 23 nach II.
„ 24. Aetzfiguren auf der Würfelfläche von Freiberg. Aetzmittel siedende Lösung von KNa-Carbonat.
„ 25. Aetzgrübchen auf der Spaltfläche des Fluorit von Freiberg. Geätzt eine Stunde mit siedender Sodalösung.
„ 26. Aetzgrübchen auf einer Oktaëder-Schlifffläche des Fluorit von Cumberland. Geätzt mehrere Tage mit siedender Sodalösung.
„ 27. Lichtfigur einer ähnlichen Platte von Freiberg. Maassstab II.
„ 28. Aetzfiguren auf einer Platte (101) Fluorit von Cumberland. Geätzt wie Fig. 26.
„ 29. Lichtbild einer ähnlichen Platte von Freiberg.
„ 30. Aetzgrübchen auf einer Platte (304) von Cumberland. Geätzt wie Fig. 26.
„ 31. Aetzgrübchen auf einer Fläche (102) von Cumberland. „ „ „
„ 32. Aetzgrübchen auf der Fläche (313) von Cumberland. „ „ „
„ 33. Aetzhügel auf einer Platte (112) von Cumberland. „ „ „
„ 34. Anomaler Fluorit von Andreasberg. Unterseite einer abgespaltenen Lamelle; 2 Minuten in siedender 5procentiger Salzsäure geätzt. *a* Form der Aetzfiguren auf dem glänzenden Mittelfeld; *b* und *c* monosymmetrische Figuren auf den Sectoren, neben denen die Figuren gezeichnet sind.
„ 35. Durchschnitt der Lösungsoberfläche des Fluorit nach der Nebensymmetrieebene. Durch × sind die beobachteten Radienvectoren am Fluorit von Cumberland (Versuche X—XIV), durch ◯ die Beobachtungen am anomalen Fluorit von Cornwall (Versuch VI) dargestellt. Die ausgezogene Linie beansprucht durchaus nicht eine richtige Darstellung des Durchschnittes ausserhalb der durch Versuch bestimmten Radien. So ist es nicht erwiesen, dass das Ikositetraëdermaximum gerade mit (112), das Triakisoktaëdermaximum mit (221) zusammenfällt.
„ 36. Durchschnitt der Lösungsoberfläche nach der Hauptsymmetrieebene. × zeigen wieder die Beobachtungen der Versuche mit Fluorit von Cumberland (Versuche X—XIV), ◯ die Zahlen des Versuches VII (Fluorit von Cornwall) an. Der Maassstab der Figuren 35 und 36 ist auf der linken Seite von Maassstab I aufgetragen. Die Strecken entsprechen der Abtragung in einer Minute, ausgedrückt in Tausendsteln des Millimeters (μ).
„ 37. Durchschnitt der Lösungsoberfläche des Fluorit von Cumberland für Sodalösung nach der Nebensymetrieebene.
„ 38. Durchschnitt derselben Lösungsoberfläche nach der Hauptsymmetrieebene. Der Maassstab der Fig. 37 und 38 ist gleich, aber willkürlich.

XXIV. Notizen.

Berichtigung.

Herr Dr. Vitt. Novarese von der italienischen geologischen Landesanstalt hatte die Liebenswürdigkeit, mich auf einen Fehler in der Berechnung der Analyse XXXV in meinem Aufsatze „Ueber die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine" (diese Zeitschrift, Bd. XI, Heft 2) aufmerksam zu machen. Es muss dort in der dritten Tabelle unter XXXV heissen:

$Si\,O_2$ . . . . . . =	78·3
$Al_2\,O_3$ . . . . . =	11·4
$Ca\,O$ . . . . . . =	0·8
$Na_2\,O$ . . . . . =	2·5
$K_2\,O$ . . . . . . =	7·0
Sa . . . . . . =	100·0
Zahl . . . . . . =	148·8

und auf der vierten Tabelle muss entsprechend unter XXXV stehen:

Si . . . . =	64·8
Al . . . . . . =	18·8
Ca . . . . . . =	0·7
Na . . . . . . =	4·1
K . . . . . . =	11·6
Sa . . . . . . =	100·0
AZ . . . . . . =	479
MAZ . . . . . =	180

Darnach sind dann auch die Zahlen an den betreffenden Stellen im Text zu ändern und es rückt das Gestein, wie es naturgemäss ist und der Reihe entspricht, aus der Gruppe der δ-Magmen von pag. 164 l. c. in diejenige der γ-Magmen auf pag. 161 zwischen XXXIV und XXXVI ein.

Heidelberg, 15. Juli 1890. H. Rosenbusch.

Ueber die Krystallformen des Dolomit und des Magnesit.

Es sei mir gestattet zu der Abhandlung „Ueber Dolomit und Magnesit und über die Ursache der Tetartoëdrie des ersteren" von Herrn Becke (diese Mitth. Bd. XI, pag. 224) einige Bemerkungen und Berichtigungen zu machen. Herrn Becke ist nämlich meine im Jahre 1888 erschienene Arbeit entgangen: „Sulla Sellaite e sui minerali che l'accompagnano" (Atti dell' Accademia dei Lincei, Memorie della classe di scienze fisiche matematiche e naturali, Serie IV, Vol. IV). In dieser habe ich krystallographische Messungen an den beim Gletscher Gebroulaz in Savoyen gefundenen Dolomit- und Magnesitkrystallen angeführt, aus welchen Folgendes hervorgeht:

Dolomit.

1. Die Form $(51\bar{3})$, welche Herr Becke als neu angibt, wurde bereits von mir beobachtet.[1])

2. Die Form $(10.\bar{8}.1)$ (δ Descloizeaux) ist nach meinen Messungen als festgestellt anzusehen und daher unter die Dolomitformen einzureihen.

3. In der von Herrn Becke aufgestellten Formentabelle sind folgende von mir beobachtete Formen hinzuzufügen:

$$(2\bar{1}\bar{1}),\ (11.\bar{5}.\bar{5}),\ (11.3.\bar{9}).$$

Magnesit.

1. Ich hatte schon das Auftreten von Skalenoëdern beobachtet, und zwar gerade die Form $(20\bar{1})$.

2. Dass der Magnesit rhomboëdrisch-hemiëdrisch krystallisirt, wurde ebenfalls von mir erkannt, wie aus der meiner Arbeit beigegebenen Figur erhellt.

A. Sella.

Bemerkung des Herausgebers.

Dass mir die schönen Beobachtungen des Herrn Sella über Dolomit und Magnesit entgangen sind, bedauere ich lebhaft. Allein die betreffende Zeitschrift ist mir in Czernowitz nicht zugänglich gewesen, und aus dem Titel der Arbeit war nicht zu ersehen, dass Beobachtungen über Dolomit und Magnesit in derselben vorhanden sind. Herr Sella hat die Güte gehabt, mir einen Dolomitkrystall des Vorkommens mit Flächen von $(51\bar{3})$ zur Verfügung zu stellen, und ich hoffe, demnächst auch über die Orientirung der von ihm beobachteten Dolomitformen berichten zu können.

F. Becke.

---

[1]) Hier brauche ich dieselbe Axenfolge wie Herr Becke; im Vergleich zu der von mir früher angewandten sind die y und z zu vertauschen.

XXV. Literatur.

Krystallographie, Chemie, Physik.

Badertscher G. A.: Ueber den Einfluss der Temperatur auf Phosphorescenzerscheinungen. — Mitth. d. naturf. Gesellsch. in Bern 1889.

Bartalini G.: Sulla determinazione delle proprietà ottiche dei Cristalli mediante tre prismi di orientazione qualunque. — Giornale di Mineralogia, Cristallografia e Petrografia. 1890, Vol. I, Fasc. 2.

Derselbe und G. Grattarola: Modificazioni apportate ad alcuni strumenti e apparechi da Laboratorio. — Giornale di Mineralogia Cristallografia e Petrografia. 1890, Vol. I, Fasc. 2.

Baumhauer Heinr.: Ueber die Abhängigkeit der Aetzfiguren des Apatit von der Natur und Concentration des Aetzmittels. 2. Mittheilung. — Sitzber. der Berliner Akad. d. Wissensch. 1890, XXV.

Beckenkamp J.: Zur Symmetrie der Krystalle. 1. Aeltere Beobachtungen und Folgerungen aus denselben. 2. Gyps von Zimmersheim im Ober-Elsass. (Mit 1 Tafel.) — Zeitschr. f. Kryst. etc. XVII, 4.

Beyer P.: Krystallographische Untersuchungen von Terpenderivaten. — Wissenschaftl. Beil. zum Jahresber. d. Elisabeth-Gymnasiums zu Breslau 1890.

Bourgeois M. L.: Sur la reproduction artificielle de l'hydrocérusite, sur la composition chimique de cette espèce minérale et sur la constitution du blanc de céruse. — Compt. rend. Tome CVI, pag. 1641.

Derselbe: 1. Sur la préparation des orthosilicates de cobalt et de nickel cristallisés. — Compt. rend. Tome CVIII, pag. 1177. 2. Sur la préparation du nitrate basique de cuivre cristallisé, et sur son identification avec la gerhardite. — Compt. rend. Tome CX, pag. 541.

Chatard Th. M.: Analyses of the Waters of some American Alkali Lakes. — Am. Journ. of sc. August 1888, Vol. XXXVI.

Derselbe: The Determination of Water and Carbonic Acid in Natural and Artificial Salts. — Am. Journ. of. sc. June 1889, Vol. XXXVII.

Doelter C.: Neuere Arbeiten über Mineral-Synthese. — Mittheilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark 1889.

Derselbe: Ueber die künstliche Darstellung und die chemische Constitution einiger Zeolithe. — Neues Jahrb. f. Min. 1890, I.

Fuess R.: Ein neuer Erhitzungsapparat für das Reflexionsgoniometer. — Neues Jahrb. f. Min. 1890, I.

Gooch F. A. u. Mar F. W.: Two Methods for the Direct Determination of Chlorine in Mixtures of Alkaline Chlorides and Jodides. — Am. Journ. of sc. April 1890, Vol. XXXIX.

Grattarola G.: Studio crystallografico ed ottico delle β-Asparagine e di alcuni loro derivati. — Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Pisa. Vol. XI.

Derselbe: siehe Bartalini G.

Klein Carl: Krystallographisch-optische Untersuchungen, vorgenommen an Rhodicit, Jeremejewit, Analcim, Chabasit und Phakolith. — Sitzungsber. d. Berliner Akad. 1890, XXXII.

Derselbe: Ueber eine Methode, ganze Krystalle oder Bruchstücke derselben zu Untersuchungen im parallelen oder polarisirten Lichte zu verwenden. — Sitzungsbericht d. Berliner Akad. d. Wissensch. 1890, XVIII.

Klement C.: Wasserbad mit constantem Niveau. — Fresenius, Zeitschr. f. analyt. Chemie. XXII, H. III, pag. 393.

Lehmann O.: Die Structur krystallinischer Flüssigkeiten (Mit 15 Figuren im Text.) — Zeitschr. f. physik. Chem. 1890, V, 5.

Loefgren A: Dados climatologicos dos annos de 1887 e 1888. — Bolet. da commissão geograph. e geolog. da prov. de S. Paulo. Nr. 3.

Mar F. W.: siehe Gooch.

Miers H. A.: The Hemimorphism of Stephanite; the crystalline form of Kaolinite. — Mineral. Magaz. Vol. IX, 41.

Müller W.: Ein neuer Orthoklaszwilling aus dem Fichtelgebirge. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XVII, 5.

Retgers J. W.: Beiträge zur Kenntnis des Isomorphismus. — Zeitschr. f. physik. Chemie. IV, 6.

Rinne F.: Ueber morphotropische Beziehungen zwischen anorganischen Sauerstoff- und Schwefelverbindungen. — Deutsche geolog. Gesellschaft. Jahrg. 1890.

Sansoni Francesco: Contribuzioni alla conoscenza delle forme cristalline della Calcite. — Giornale di Min. Crist. e Petr. 1890, Vol. I, Fasc. 2.

Scacchi E.: Sulla hauerite delle solfare di Raddusa in Sicilia. — Rend. d. R. Accad. d. Scien. Fisiche e Matem. Aprile 1890, Fascic. 4°.

Derselbe: Studio crystallographico sui Fluossisali di Molibdeno. — Memor. estrat. dagli Atti d. R. Accad. d. Scien. Fisiche e Matem. Vol. IV, S. 2a, Nr. 4.

Seyfriedsberger G.: Ueber Quecksilbersulfate aus dem Mauerwerke eines Idrianer Ofens. — Zeitschr. f. Kryst. XVII, 5.

Weinschenk E.: Beiträge zur Mineralsynthese. — Zeitschr. f. Kryst. XVII, 5.

Wells H. L.: Analyses of several manganesian phosphates. — Am. Journ. of Sc. March 1890, Vol. XXXIX.

Wülfing E. A.: Ueber eine Vorrichtung zum raschen Wechsel der Beleuchtung am Mikroskop. — Neues Jahrb. f. Min. 1889, II.

Derselbe: Ueber einen Apparat zur Herstellung von Krystallschliffen in orientirter Lage. — Zeitschr. f. Kryst. XVII, 5.

Mineralogie.

Bruhns W.: siehe Mittheil. a. d. mineral. Mus. d. Univ. Bonn.

Brush G. J. und Dana E. S: On the Mineral Locality at Branchville, Connecticut. — Am. Journ. of Science. March 1890, Vol. XXXIX.

Busz K.: siehe Mittheil. a. d. mineral. Mus. d. Univ. Bonn.

Canfield Frederick A.: Catalogue of Minerals found in New Jersey. — Final Report of the State Geologist. Trenton 1889, Vol. II.

Cesàro G.: Lamelles de calcite dans la houille des environs de liége. — Extr. d. Annal. de la Soc. géol. de Belg. Tom. XVII. Mémoires 1890 (Deux communications).

Clarke F. W. and Merrill G. P.: On Nephrite and Jadeite. — Proceed. U. S. Nation. Mus. 1888, Vol. XI.

Cross Whitman: Note on some secondary Minerals of the Amphibol and Pyroxene groups. — American Journal of Science. May 1890, Vol. XXXIX.

Dana E. S.: siehe Brush.

Diller J. S.: Mineralogical Notes. — Am. Journ. of sc. March 1889, Vol. XXXVII.

Doelter C.: Versuche über die Löslichkeit der Minerale. — Anzeiger der Wiener Akad. d Wiss. 1890, Nr. IX.

Franke H. A.: Ueber die mineralogische Nomenclatur. — Friedländer & Sohn, Berlin 1890.

Greim G.: Mineralien, Gesteine und Versteinerungen aus der Umgebung von Giessen. — Siehe: Mittheil. aus dem Mineral. Instit. d. Univ. Giessen.

Haege Th.: Die Mineralien des Siegerlandes und der angrenzenden Bezirke. — (Inaugural-Dissertation, Jena.) 1888.

Hatle E.: Vierter Beitrag zur mineralogischen Topographie der Steiermark. Mittheilungen aus dem naturhistor. Museum am Joanneum. — Mittheil. des naturwissensch. Vereines für Steiermark. 1889.

Hidden W. E. und Penfield S. L.: On Hamlinite, a new rhombohedral Mineral from the Herderite locality at Stoneham, Me. — Am. Journ. of Sc. June 1890, Vol. XXXIX.

Iddings Jos. P. und Penfield S. L.: Fayalite in the Obsidian of Lipari. — Am. Journ. of. Sc. July 1890, Vol. XL.

Koch A.: Mineralogische Mittheilungen aus Siebenbürgen. 40. Wasserklare Quarzkrystalle von Klausenburg. 41. Gekrösgyps. 42. Bituminöser Kalk. 43. Gediegen Tellur von Nagyág. 44. Ein seltenes Mineral (Tyrit) von Oláhpian. 45. Minerale aus dem Augit-Andesit von Kis-Kapus. 46. Asphalt im Quarztrachyt. 48–59. Kleinere Notizen. — Orvos — Termeszettudomanyi Ertesitö; Medicin.-Naturw. Mittheil. Jahrg. ?

Kunz G. F.: Precious Stones, Gems and Decorative Stones in Canada and British America. — Reprint from the 1887. Report, Dep. Min. Statistics of the Geol. Surv. of Canada. Ottava 1888.

Laspeyres H.: siehe Mittheil. a. d. mineral. Mus. d. Univ. Bonn.

Lawson A. C.: Notes on the occurrence of native copper in the Animikee Rocks of Thunder Bay. — American Geologist. March 1890.

Luschin E. R. v. Ebengreuth: Asbest, dessen Vorkommen und Verarbeitung in Oesterreich-Ungarn. — Berg- und Hüttenmänn. Jahrb. d. k. k. Bergakad. zu Leoben u. Příbram u. d. kgl. ungar. Bergakad. zu Schemnitz. Bd. XXXVIII.

Merill G. P.: siehe Clarke.

Miers H. A.: Index to mineralogical and petrographical Papers 1887. — Mineral. Magaz. Vol. IX, 41.

Mittheilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Giessen. — 1. Neue Funde von Mineralien, Gesteinen und Versteinerungen aus der Umgegend von Giessen. A. Streng und G. Greim. 2. Bemerkungen über den Melanophlogit. A. Streng. 3. Eine neue Limatula aus dem Oligocän des Mainzer Beckens. G. Greim. 4. Säulenbildung im Tagebau der Lindener Mark bei Giessen. J. Uhl. 5. Ueber Regentropfenspuren daselbst. J. Uhl.

Mittheilungen aus dem mineralogischen Museum der Universität Bonn. II. Theil. Von H. Laspeyres, K. Busz und W. Bruhns. — 7. Die Grundform der Glimmer und des Klinochlor. 8. Schwefel von Bassick, V. St. N. A. 9. Beryll von St. Piero, Elba. 10. Flussspath von Cornwall. 11. Goethit von St. Just, Cornwall. 12. Hypersthen vom Rocher du Capucin, Mont Dore. 13. Korund vom Laacher See. 14. Phosphosiderit von Gr. Kalterborn, Eiserfeld bei Siegen. — Zeitschr. f. Kryst. 1890, XVII, 6.

Panebianco R.: Molibdenite ed altri Minerali che accompagnono la Pseudotridymite di Zovon. — Rivista di Mineralogia e Cristallografia Italiana. Vol. VII.

Penfield S. L.: On Spangolite, a new Copper Mineral. — Am. Journ. of Sc. May 1890, Vol. XXXIX.

Derselbe: On Connelite from Cornwall, England. — Am. Journ. of Sc. July 1890, Vol. XL.

Derselbe: siehe auch **Hidden** W. E. und **Iddings** Jos. P.

Petersson W.: Studier öfver Gadolinit. — Geolog. Fören. Förhandlingar, Bd. XII, H. 4.

Streng A.: Bemerkungen über den Melanophlogit. — Siehe: Mittheil. a. d. mineral. Inst. d. Univ. Giessen.

Tschermak G.: Ueber die Chloritgruppe. — Anzeiger der kais. Akad. d. Wissensch. Wien 1890, Nr. IX.

Derselbe: Die Chloritgruppe I. Theil (mit 5 Tafeln und 22 Textfiguren). — Sitzungsber. d. Wiener Akad. Bd. XCIX, Abth. I.

La Valle G.: Sull'epidoto di Val d'Ala. — Rivista di Mineralogia e Cristallografia Italiana. Vol. VII.

Weinschenk E.: Ueber zwei neue Bestandtheile des Meteoriten von Sarbanovac. — Annalen des k. k. naturhistor. Hofmuseums. IV, 4.

Williams George H.: On the Hornblende of St. Lawrence County. N. Y. and its gliding Planes. — Am. Journal of Science. May 1890, Vol. XXXIX.

Petrographie und Geologie.

Barrois M. Ch.: Mémoire sur les éruptions diabasiques siluriennes du Menez-hom, Finisterre. — Bull. des services de la carte géologique de la France Nr. 7. Décembre 1889.

Bayley W. S.: The Origin of the Soda-Granite and Quarz-Keratophyre of Pigeon Point. — Am. Journ. of Sc. April 1890, Vol. XXXIX.

Becker G. F.: An elementary proof of the Earth's Rigidity. — Am. Journ. of Sc. May 1890, Vol. XXXIX.

Blaas Jos.: Die Trinkwasser-Quellen der Stadt Innsbruck. — Bote für Tirol und Vorarlberg. Innsbruck 1890.

Derselbe: Erläuterungen zur geologischen Karte der diluvialen Ablagerungen in der Umgebung von Innsbruck. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1890, Bd. XL.

Derselbe: Die Höttinger Breccie und ihre Beziehungen zur Frage nach einer wiederholten Vergletscherung der Alpen. — Berichte des naturwissensch. Vereines in Innsbruck für 1889.

Bücking H.: Das Grundgebirge des Spessarts. — Jahrb. d. königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1889. Berlin 1890.

Camerlander Carl Freih. v.: Geologische Aufnahmen in den mährisch-schlesischen Sudeten. I. Die südöstlichen Ausläufer. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1890, Bd. XL, 1. Heft.

Cohen E.: Zusammenstellung petrographischer Untersuchungsmethoden nebst Angabe der Literatur. — Greifswald 1890.

Derby A.: Os picos altos do Brazil. — Bolet. da Soc. de Geograph. do Rio de Janeiro. 1889, Vol. V.

Derselbe: Retrospecto historico dos trabalhos geographicos e geologicos effectuados na provincia de St. Paulo. — Bolet. do commissão geograph. e geolog. da prov. de S. Paulo, Nr. 1.

Diller J. S.: Geology of the Lassen Peak district. — The eigth annual report of the geol. surv. 1886—1887.

Derselbe: Sandstone Dikes. — Bulletin of the Geolog. Society of America. 1890, Vol. I.

Fletcher L.: The Meteoric Iron of Tucson. — The Mineral. Magaz. Vol. IX, 41.

Foullon H. B. v.: Ueber krystallinische Gesteine aus dem Baba-Dagh im nordöstlichen Karien in Kleinasien. — Verbandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1890, Nr. 5.

Fuess R.: Ueber Mikroskope für krystallographische und petrographische Untersuchungen.

Hise C. R.: The Pre-Cambrian Rocks of the Black Hills. — Bullet. of the Geolog. Soc. of Amerika. March 26, 1890, Vol. I.

Judd J. W.: Chemical changes in Rocks under mechanical stresses. A Lecture delivered before the Chemical Society March 20th. 1890. — Journal of the Chemical Society. May 1890, Vol. LVII.

Lawson A. C.: Note on the mapping of the Archaean northwest of Lake Superior. — Proceedings of the American Association for the Advancement of Science. Vol. XXXVIII.

Derselbe and F. T. Shutt: Petrographical differentiation of certain dykes of the Rainy Lake Region. — Proceedings of the American Association for the Advancement of Science. Vol. XXXVIII.

Liebetrau Edm.: Beiträge zur Kenntnis des unteren Muschelkalks bei Jena. — Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. Jahrg. 1890.

Loewinson-Lessing F.: Note sur la structure des Roches éruptives. — Bullet. de la soc. Belg. de géolog., de pal. et d'hydr. 1889, Tom. III.

Martin A.: Die phonolithischen Gesteine des Laachersee-Gebietes und der Hohen Eifel. — Zeitschr. d. deutsch. geolog. Gesellsch. Jahrg 1890.

Mission d'Andalousie: Études relatives au tremblement de terre du 25. XII. 1884 et à la constitution géologique du sol ébranlé par les secousses. — Mémoires présentés par divers savants à l'académie des sciences de l'institut de France. Tom. XXX.

Ramsay W.: Geologische Beobachtungen auf der Halbinsel Kola. (Mit 2 Tafeln.) — Fennia, Bull. de la soc. de Géogr. de Finlande 3, Nr. 7.

Rinne F.: Ueber Mikroklinstructur. — Neues Jahrb. f. Min. 1890, II.

Shutt F. T.: Siehe Lawson A. C.

Struever Giovanni: Contribuzioni allo studio dei Graniti della Bassa Valeria. — Reale Accademia dei Lincei. 1889.

Szadeczky J.: Beiträge zur geologischen Beschaffenheit der Umgebung von Munkács. — Separatabdr. a. d. „Földtani Közlöny". XX. Bd.

Toula Fr.: Zur Kenntnis der krystallinischen Gesteine des centralen Balkan. — Neues Jahrb. f. Min. 1890, I.

Derselbe: Geologische Untersuchungen im östlichen Balkan. — Neues Jahrb. f. Min. 1890, I.

Uhl J.: Säulenbildung im Tagebau der Lindener Mark bei Giessen. — Ueber Regentropfenspuren daselbst. — Siehe: Mittheil. aus dem mineralog. Inst. d. Univ. Giessen.

Vogelsang Karl: Beiträge zur Kenntnis der Trachyte und Basalte der Eifel. — Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1890.

Weinschenk E.: Beiträge zur Petrographie Japans. — Neues Jahrb. f. Min. etc 1890, Beilagebd. VII.

Hauer F. Ritter v: Jahresbericht für 1889. — Annalen des k. k. naturhistor. Hofmuseums. Bd. V.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien

XXVI. Ueber Monchiquit, ein camptonitisches Ganggestein aus der Gefolgschaft der Eläolithsyenite.

Von **M. Hunter** und **H. Rosenbusch** in Heidelberg.

Der Eine von uns hat bei früherer Gelegenheit auf die stoffliche Abhängigkeit der typischen Ganggesteine von den Tiefengesteinen, mit denen sie verknüpft sind und ohne welche sie überhaupt nicht vorzukommen scheinen, hingewiesen. Er begründete den Satz von der Bedingtheit der ersten durch die letzten zunächst nur empirisch, indem er den steten localen Zusammenhang gewisser Gruppen von Ganggesteinen mit gewissen Tiefengesteinen hervorhob.[1] Er machte ferner an derselben Stelle und in einem späteren Aufsatze[2] auf eine gewisse Polarität in der gangförmigen Gefolgschaft der Tiefengesteine aufmerksam, nach welcher zwei in extremo verschiedene Formen, wie Aplit und Minette, Tinguáït und Alnöit, sich gegenseitig derart zu bedingen scheinen, dass die einen im Allgemeinen nicht ohne die anderen auftreten.

Die durch fortgesetzte Beobachtung befestigte Ueberzeugung von der Richtigkeit dieser Sätze veranlasste zur Anwendung der Kreuzprobe auf dieselben. — Die chemische Constitution der Christiania-

[1]) H. Rosenbusch, Mikrosk. Physiogr. 2. Aufl., Bd. II, pag. IX, 600, 628, 767, 795, 809, 821 passim.

[2]) H. Rosenbusch, Ueber die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. Diese Zeitschrift. 1890, XI, 144.

Syenite machte das Vorkommen von Minette-Gängen in denselben sehr unwahrscheinlich, liess dagegen das Auftreten von Akmittrachyt-ähnlichen Gängen vermuthen. Die Richtigkeit dieser Vermuthung ergab sich bei Begehung des Gebiets unter W. C. Brögger's freundlicher Führung und durch dessen gefällige Mittheilungen. — Die Alnöïtgänge im Eläolithsyenit der Insel Alnö verlangten das gleichzeitige Vorkommen der Tinguáïte; diese wurden, wie vorausgesagt, bei einem gemeinschaftlichen Besuche der Insel mit A. E. Törnebohm im Herbste 1888 aufgefunden. — Die von C. W. v. Gümbel als Aschaffite beschriebenen lamprophyrischen Gänge am Stengert bei Aschaffenburg setzen in einem dioritischem Gneiss ähnlichen Gestein auf, welches allgemein auch für Gneiss gehalten worden war. Die Lamprophyre aber forderten für den Gneiss die eruptive Tiefengesteinsnatur, für welche dann auch bei einem Besuche gelegentlich der Versammlung des Oberrheinischen geologischen Vereins in Aschaffenburg im Frühjahr 1889 die deutlichsten Anzeichen gefunden wurden. Die Darstellungen Goller's[1]) und Bücking's[2]) bestätigen diese Auffassung.

Darf man somit die stofflichen Beziehungen eines Tiefengesteins zu seiner Ganggefolgschaft wohl als erwiesen ansehen, so muss das Studium der letzteren Anhaltspunkte für die Auffindung jener Gesetzmässigkeiten liefern, nach denen sich die Spaltungen in Eruptivmagmen vollziehen. Damit eröffnet sich der Ausblick auf eine lange Reihe mühsamer, aber fördernder, bisher durchaus unberücksichtigt gelassener, petrographischer Aufgaben. Die folgenden Untersuchungen sind ein erster Schritt auf diesem Wege.

Der Eine von uns erhielt durch die Güte des Herrn Orville A. Derby in Rio de Janeiro vor einigen Jahren eine äusserst lehrreiche Sammlung der Eläolithsyenite vom Cabo Frio, von der Serra de Tinguá, von Itatiaia und der Serra dos Poços de Caldas in den jetzigen Staaten Rio de Janeiro und Minas Geraes des früheren Kaiserreichs Brasilien, sowie der dieselben begleitenden Ganggesteine, welche der freundliche Geber als Trachyte, Phonolithe und Basalte bezeichnete. Herr Derby erkannte die geologische Zusammen-

1) L. J. B. B. VI, 488, 1889.

2) Jahrb. d. preuss. geolog. Landesanstalt für 1889, pag. 28.

gehörigkeit dieser Gesteine mit den Eläolithsyeniten, trennte sie scharf von den im Gneiss der Gegend von Rio so zahlreich aufsetzenden Diabas- und anderen Gängen, und schreibt bereits in einem Briefe vom 1. Januar 1886: „I am most interested in the geological study of the later eruptives Foyaites, Trachites, Phonolites and Basalts, which apparently may prove to belong or at any rate may properly be described together.“ Herr Derby weist in einem seiner Briefe durchaus zutreffend auf die Parallele der Gegend von Boston hin, wo nach den Beobachtungen von Wadsworth ebenfalls Trachyt in localer Beziehung zu Eläolithsyenit auftritt.

Dass die von Herrn Derby für die brasilianischen Vorkommnisse erkannte geologische Zusammengehörigkeit dieser Ganggesteine keine zufällige ist, ergibt sich aus einer kleinen Rundschau über das anderweitige Vorkommen verwandter und derselben Gesteinscombinationen. Die Tinguáïte (Phonolith früherer Autoren) begleiten die Eläolithsyenite am Cabo Frio, in der Serra de Tinguá, in der Serra dos Poços de Caldas, in der Serra de Monchique, am Langesund, auf Alnö, bei Montreal; — die Trachyte Derby's — wir nennen sie Bostonite — treffen wir an den genannten brasilianischen Fundorten, am Marblehead Neck bei Boston, bei Montreal. — Die Basalte Derby's stellen eine mannigfach variirende Ganggesteinsreihe dar; Derby unterschied bereits auf seinen Etiquetten den Glimmerbasalt von den übrigen, scheinbar normalen Basalten. An ihrem einen Ende stehen die von Alnö und Montreal bekannten Alnöïte. Diese scheinen in typischer Ausbildung den brasilianischen Eläolithsyenitstöcken zu fehlen. Dafür erscheint eine Reihe von Ganggesteinen von basaltoidem bis lamprophyrischem Habitus, deren chemische und mineralogische Zusammensetzung nahe Verwandtschaft mit derjenigen der Tephrite, Nephelingesteine, Limburgite, Camptonite und Theralithe zeigt. Ehe sie von Derby in Brasilien aufgefunden wurden, kannte man sie in allerdings geringerer Mannigfaltigkeit aus Süd-Portugal.[1]) Sie mögen daher Monchiquite genannt werden.

Die zur Untersuchung benutzten Handstücke entstammen zum Theile schmalen Gängen, welche im Gneiss des Festlandes, gegenüber der Insel Cabo Frio, in der Nähe der Eläolithsyenitgrenze aufsetzen, zum Theile ebensolchen Gängen (ihre Mächtigkeit wird in einem

[1]) Cf. L. van Werveke. L. J. 1880, II, 177—186.

Beispiel zu 30—40 Centimeter, in einem andern zu 10 Centimeter angegeben) aus dem mit dem Eläolithsyenit auftretenden Gneiss der Serra de Tinguá, oder sie wurden den Bachgeschieben dieser Berggruppe entnommen. Zwei Handstücke wurden an dem Santa Cruz-Zweige der Eisenbahn Dom Pedro II. aus Gängen in Gneiss geschlagen. — Inwieweit die Zusammengehörigkeit dieser Gesteine mit den Eläolithsyeniten thatsächlich nachgewiesen ist, möge aus folgenden Stellen desselben Briefes von Herrn O. A. Derby entnommen werden: „The bed of the S. Antonio was followed for over a kilometer above the Tunnel. The prevailing rock in situ is gneiss, but large masses of Foyaite are very abundant, diabase, basalt and trachyte? less so. Two or three dykes of Foyaite 3—5 m wide were found cutting the gneiss and also a dyke of trachyte? 2—3 m wide. The bed o the Rio do Ouro was followed for 4—5 km. Gneiss was found to be still the predominant rock in situ, but Foyaite was more abundant than in the S. Antonio and in one place appeared to be in situ for a distance of several hundred meters. In other places it appeared to be in small dykes, but the bed is so incumbered by loose masses of gigantic size that in general it was impossible to say, whether the rock was in situ or not. Several small phonolite and basalt dykes were met with and boulders of these and of trachyte were common: no diabase. Beyond the S. Antonio the Foyaite disappears within a few hundred meters of the river and in the neighbouring gorges not even loose masses or pebbles were seen.“ — „Whereever it (Foyaite) occurs it is associated with a phonolitic, acidic (trachytic), basic (the augite rocks with glassy base) and a fragmental eruptive series. This is true of all the four localities Cabo Frio, Tinguá, Itatiaia (Rio Passa Quatro) and Poços de Caldas, with the exception that fragmental rocks have not yet been found at Tinguá. There is still another locality known only by a single specimen of which of course this association cannot be affirmed. The converse also seems to be true that these various series do not occur except in the neigbourhood of Foyaite. The apparent exception is the locality on the Santa Cruz branch where I propose to test the theory by a search for it. I look upon it as the rock characteristic of the eruptive centres from which the phonolites, trachytes and basalts stretch away in dykes, these last not having been found as yet in large masses except in the Serra de Caldas.“

Ueber die „fragmental eruptive series“ und die „large basaltic masses“ (Leucitgesteine) von Poço de Caldas wird an anderer Stelle Mittheilung gemacht werden.

Die Monchiquite haben in frischem Zustande schwarze bis grauschwarze Farben, welche durch Verwitterung zu einem bald gleichmässigen, bald scheckigen Grau ausbleichen. Bei eben beginnender Zersetzung bedecken sie sich mit einer papierdünnen, braunen bis graubraunen Haut, die wesentlich aus Limonit besteht und scharf gegen das frische Gestein absetzt. — Dem blossen Auge zeigen sie in einer dichten, sehr gleichmässigen, nie mandelsteinartigen Grundmasse bald spärlicher, bald reichlicher Einsprenglinge von farbigen Silicaten der Amphibol-, Pyroxen- und Glimmerfamilie und von Olivin oder seinen Zersetzungsproducten. In mehr verwittertem Zustande erkennt man ferner hier und da Calcitputzen und gelegentliche Quarznestchen, beide von zweifellos secundärer Natur. Ganz fehlen makroskopische Einsprenglinge wohl nie.

Die Vertheilung dieser Einsprenglinge auf die verschiedenen Vorkommnisse ist eine sehr ungleiche. Ein augitischer Component ist ziemlich allgemein erkennbar; tritt neben diesem Glimmer auf, so wird der Habitus ein entschieden Minette-ähnlicher (Cabo Frio). Stellen sich statt desselben die langen dünnen Nadeln der Amphibole ein, so wird der Habitus vogesitisch bis camptonitisch (Santa Cruz-Bahn). Fehlen Glimmer und Amphibol, so ähneln die Gesteine äusserlich sehr den Basalten. — Die Dimensionen der Einsprenglinge sind stets gering, die Augite und Olivine erreichen im Maximum und nur selten Durchmesser bis zu 5 Millimeter, Glimmer und Amphibol bleiben stets weit kleiner. — Die Zahl der intratellurischen Ausscheidungen vermehrt sich durch die mikroskopische Untersuchung nur um das Magneteisenerz und gelegentlichen Apatit.

Die für das blosse Auge unauflösliche Grundmasse der Monchiquite zeigt in allen Vorkommnissen und unabhängig von der Natur und Menge der erkennbaren Einsprenglinge den gleichen Bestand. Sie enthält neben mikroskopischen Individuen derselben Mineralien, welche die Einsprenglinge bilden, eine bald reichlichere, bald spärlichere, durchaus farblose und im ganz frischen Zustand vollkommen isotrope Glasbasis, in welcher nur in ganz vereinzelten Fällen ein als Nephelin zu deutender Durchschnitt, etwas häufiger langleisten-

förmige und der Längsrichtung nach zwillingslamellirte, farblose Mineraldurchschnitte sichtbar sind. Nur in einem Handstück vom Rio do Ouro, Serra de Tinguá finden sich diese als Plagioklas zu deutenden Leistchen reichlicher. Dabei ist hier die weit spärlichere Glasbasis hellbräunlich durchsichtig, und eine den Monchiquiten sonst durchaus fremde Fluidalstructur ist unverkennbar. Nur in einem etwa 1 Centimeter breiten Monchiquittrum im Eläolithsyenit der Serra de Monchique und in einem noch schmäleren Miniaturgange von der Cabo Frio-Insel, welcher sich unter dem Mikroskop bis zu kaum wahrnehmbaren, zwischen die Feldspathlamellen des Eläolithsyenits eingequetschten Aederchen zertrümert, wurde sie noch beobachtet.

Der mineralogische Aufbau dieser Gesteine ist somit ein äusserst einfacher, und die Zugehörigkeit zu den lamprophyrischen Ganggesteinen im weiteren Sinne zweifellos. Eine fernere Zerlegung der Monchiquite in mehrere Unterabtheilungen je nach den herrschenden Mineralien der Amphibol-, Glimmer- und Pyroxen-Reihe scheint zunächst unthunlich. Wollte man sie trotz der gleichen geologischen Stellung und der durchweg gleichen Structur nach dem Mineralbestande durchführen, so hätte man folgende drei, durch vielfache Uebergänge verbundene Abtheilungen:

1. Olivin, Pyroxen und Amphibol in Glasbasis = Amphibol-Monchiquit.

2. Olivin, Pyroxen und Biotit in Glasbasis = Biotit-Monchiquit.

3. Olivin, Pyroxen, Amphibol und Biotit in Glasbasis = Biotit-Amphibol-Monchiquit.

Alle Monchiquite gelatiniren im gepulverten Zustande unschwer mit kalter, leicht mit heisser Salzsäure und verdanken diese Eigenschaft nur in untergeordnetem Masse ihrem Olivin-, ganz wesentlich ihrem Bestande an einer farblosen Glasbasis. — Im verwitterten Zustande brausen sie beim Betupfen mit Säure zufolge eines fein vertheilten, gelegentlich auch putzenartig angehäuften Gehaltes an Kalkcarbonat. — Sie schmelzen leicht zu einem homogenen, braun durchsichtigen Glase.

Das Eigenwicht der Monchiquite schwankt in ziemlich weiten Grenzen. Am leichtesten erwiesen sich ein vogesitischer Amphibol-Monchiquit von der Santa Cruz-Bahn (2.723) und ein Biotit-Monchiquit vom Festlande gegenüber Cabo Frio (2.809); bei verschiedenen Handstücken von der Serra de Tinguá ergab sich die Eigenschwere

zu 2.904, 2.909, 2.914, 3.017 und 3.077. — Das durch Schmelzung erhaltene Glas des Monchiquits vom specifischen Gewicht 2.904 besass specifisches Gewicht = 2.688 im Mittel aus Bestimmungen an zwei Splittern mit dem specifischen Gewichte = 2.678 und 2.698. Alle diese Bestimmungen wurden durch Schwebenlassen von grösseren Splittern in Thoulet'scher Lösung und mit Anwendung der Westphal'schen Waage ausgeführt. — Die grossen Schwankungen in der Eigenschwere der Monchiquite von verschiedenen Gängen sind wesentlich auf die verschiedenen Mengenverhältnisse der krystallin ausgeschiedenen Gemengtheile und des glasig erstarrten Mutterlaugenrestes zurückzuführen. Die reichliche farblose Glasbasis des Handstücks mit spec. Gew. = 2·723 sank sehr langsam erst in einer Methylenjodidlösung vom spec. Gew. = 2·31 und diese Glasbasis enthielt immerhin noch eine nicht zu vernachlässigende Menge von Mikrolithen der farbigen Gemengtheile.

Wenn die Gesteine der Monchiquitgruppe makroskopisch durch den Gegensatz von Einsprenglingen und Grundmasse sich als porphyrische Gesteine erweisen, so bestätigt die mikroskopische Untersuchung den porphyrischen Charakter durch den Nachweis einer Recurrenz in der Ausscheidung derselben Mineralart. Unter den Gemengtheilen kommen die Erze, der Apatit und der Olivin sicher, der Biotit wahrscheinlich nur als intertellurische Bildungen vor, der Pyroxen und der Amphibol treten in zwei Generationen auf, und zwar so, dass bald ganz vorwiegend der eine oder der andere, bald beide gleichmässig in einer älteren und einer jüngeren Generation vorhanden sind.

Um Wiederholungen zu vermeiden, werde ein Vorkommnis der Santa Cruz-Bahn, welches Gneiss und Diabas durchsetzt, genauer beschrieben. Abweichendes anderer Gänge wird an geeigneter Stelle Erwähnung finden.

Das Handstück stammt von einem Gange bei Kilometer 36 der genannten Bahnstrecke. Der Habitus ist vogesitisch, die Farbe schwärzlichgrau. In der matten, nur gelegentlich bei local sehr hohem Glasgehalt etwas fettig glänzenden Grundmasse erkennt das Auge zahlreiche, stark glänzende, strichfeine Spaltlamellen. Sie gehören einem Amphibolmineral an und geben dem Gestein einen unruhigen Schimmer. Vereinzelt findet man mit der Loupe etwas breitere und kürzere, weniger stark glänzende Spaltflächen, welche von einem Pyroxen

herrühren. Ganz vereinzelt zeigen sich Olivinkryställchen von hoher Durchsichtigkeit und starkem Glasglanz.

Im Dünnschliffe heben sich von einem farblosen isotropen Untergrunde zahllose braune, durchaus idiomorphe, langsäulenförmige Individuen eines Amphibolminerals, an Menge nur wenig nachstehende, bald hellgrünliche bis fast farblose, meistens aber violettbräunliche, auch in den genannten Farben zonar gebaute, gleichfalls idiomorphe Individuen eines Pyroxenminerals von mehr gedrungener Säulenform, vereinzelte Durchschnitte von Olivin und nicht spärliche Kryställchen von Magnetit ab. Gelegentlich zeigt sich ein Apatitsäulchen. Die an sich farblose Glasbasis erweist sich schon bei schwacher Vergrösserung etwas fleckig. Das rührt zum Theil davon her, dass in ihr an einigen Stellen eine sehr geringe, durch beginnende Zeolithisirung bedingte Doppelbrechung wahrzunehmen ist, weit häufiger aber davon, dass in ihr local gehäuft winzige Mikrolithe von ziemlich starker Doppelbrechung einzeln oder zu unregelmässigen Gruppen vergesellschaftet, hie und da auch zu förmlichen Sphärolithen von äusserst winzigen Dimensionen geordnet, vorhanden sind. Bei hinreichender Vergrösserung erkennt man darunter vorherrschend braune schlanke Säulchen, die anscheinend stets ihrer Längsaxe parallel auslöschen. Die Säulenaxe ist stets Axe kleinster Elasticität. Man wird sie für Amphibol halten dürfen. Ihnen beigemengt sieht man nicht eben selten roth durchscheinende, bald regelmässig hexagonale, bald gelappte Blättchen von Eisenglanz und nur ganz vereinzelt etwas grössere prismatische Mikrolithe, welche nach ihrem Pleochroïsmus, ihrer Krystallform und ihrem ganzen optischen Verhalten dem Riebeckit der Amphibolfamilie nahe stehen dürften. Allenthalben ist ihre Längsaxe Axe grösster Elasticität. Dieses Mineral fehlt den weitaus meisten Vorkommnissen ganz.

Ueber die Reihenfolge der intratellurischen Bildungen lässt sich mit Sicherheit nur feststellen, dass der Magnetit und Apatit die ältesten Ausscheidungen repräsentiren; ihnen folgte der Olivin. Ueber das relative Alter der Amphibole und Pyroxene lässt sich nichts entscheiden.

Das Bild, wie es eben gegeben wurde, kehrt in seinen wesentlichen Zügen allenthalben wieder. Die wichtigsten Abänderungen, die es erfährt, sind die folgenden: 1. Der Amphibol der Einsprenglingsgeneration wird mehr oder weniger durch Biotit verdrängt;

2. der Olivin wird häufiger, womit dann durchweg eine starke Zunahme des Pyroxens gegenüber Amphibol und Biotit Hand in Hand geht; 3. der Amphibol verschwindet mehr und mehr, selten fast vollkommen unter den Einsprenglingen und erscheint dann reichlich unter den Bildungen der Effusionsperiode; 4. der Pyroxen tritt deutlich in zwei Generationen auf; 5. die Mikrolithe der Effusionsperiode erreichen weit grössere Dimensionen, so dass sie der Art nach sicher bestimmbar sind; 6. Feldspathleistchen erscheinen spärlich, selten reichlicher als jüngste Krystallbildung; 7. die Zeolithisirung der Glasbasis schreitet bis zur fast vollständigen Verdrängung dieser vor.

Von diesen Modificationen ist 5. vielleicht dem Umstande zuzuschreiben, dass die Handstücke mehr aus der Gangmitte stammen. Das wäre dann der häufigere Fall für die in unseren Besitz befindlichen Proben. Das von uns zur Charakterisirung des Monchiquittypus gewährte Handstück hatte den Vorzug grösster Frische und war das einzige, welches sich zu näherer chemischer Untersuchung eignete.

Die Bauschanalyse des Monchiquits von Kilometer 36 der Santa Cruz-Bahn wurde von dem Einen von uns (Hunter) zweimal mit sehr nahe übereinstimmenden Resultaten nach den gewöhnlichen Trennungsmethoden ausgeführt. Der Titansäuregehalt wurde nach der Methode von Rammelsberg bestimmt. — Unter I ist das Mittel aus den Zahlen der beiden Analysen angeführt. Das zur Untersuchung verwandte Stück des Gesteins hatte spec. Gew. = 2·723; an einem anderen Brocken desselben Handstücks fand Herr Dr. Osann das spec. Gew. = 2·726.

Ohne an dieser Stelle schon auf die Discussion der Bauschanalyse einzugehen, heben wir nur den hohen Wassergehalt derselben hervor, welcher bei der Frische des untersuchten Materials wesentlich der Basis angehören musste. Eine Zeolithisirung dieser Basis war nur in sehr geringem, fast verschwindendem Masse wahrzunehmen und so dürfte man den Wassergehalt als einen ursprünglichen betrachten. Aus der später zu besprechenden Natur der krystallinen Gesteinsgemengtheile musste man schliessen, dass die Basis, wenn zur Individualisation gelangt, Nephelin führen würde. Die gleiche Anforderung konnte man aus der geologischen Zugehörigkeit der Monchiquite zu der Gefolgschaft der Eläolithsyenite ableiten. Eine quantitative Analyse der Glasbasis war daher anzustreben.

Eine genügend reine Abtrennung der Glasbasis durch Scheideflüssigkeiten erwies sich wegen der winzigen Dimensionen der in ihr liegenden Mikrolithe undurchführbar. Das reinste Pulver derselben, welches in einer Jodmethylenlösung vom spec. Gew. = 2·31 langsam fiel, enthielt bei mikroskopischer Betrachtung immer noch zu viel Mikrolithe, um direct verwendbar zu sein. Es wurde daher die Löslichkeit der Basis in Salzsäure benutzt, um sie möglichst rein zu analysiren. Das bei 2·31 fallende Pulver wurde getrocknet, gewogen und zweimal mit *H Cl* zur Trocknis eingedampft, noch einmal mit *H Cl* behandelt und dann abfiltrirt. Der kleine ungelöste Rückstand wurde geglüht, gewogen und mit *H Fl* behandelt. Der so erhaltene Rückstand entsprach den Basen des ungelösten Theils. Aus der unten mitzutheilenden Amphibolanalyse liess sich die Kieselsäuremenge berechnen, welche zu dem genannten Rückstande gehörte. Zieht man diese und die gewogenen ungelösten Basen von dem in Angriff genommenen Pulver ab, so hat man das Gewicht der zur Analyse verwandten Menge der reinen Glasbasis. Das Wasser wurde durch Glühen ausgetrieben und im $Ca\,Cl_2$-Rohr gewogen. II gibt die (von Hunter) gefundene procentische Zusammensetzung der Glasbasis, II^a ihre Berechnung auf 100 und wasserfreie Substanz, II^b die Molekularproportionen, II^c dieselben auf 100 reducirt, II^d die aus II^c gefundenen Metallatome, II^d deren Reduction auf 100. $Fe\,O$ und $Fe_2\,O_3$ wurden in dieser Analyse nicht getrennt.

	I	II	II^a	II^b	II^c
SiO_2	46·48	53·43	57·79	96·31	65·63
TiO_2	0·99	—	—	—	—
Al_2O_3 . . .	16·16	20·86	22·56	22·11	15·07
Fe_2O_3 . . .	6·17	2·61	2·82	1·76	1·20
FeO	6·09	—	—	—	—
MgO	4·02	0·29	0·30	0·75	0·51
CaO	7·35	1·14	1·23	2·19	1·49
Na_2O . . .	5·85	11·63	12·86	20·74	14·13
K_2O	3·08	2·51	2·72	2·89	1·97
H_2O	4·27	7·06	—	—	—
CO_2	0·45	—	—	—	—
	100·91	99·53	100·00	146·75	100·00

	II^d	IIe
Si	65·63	49·58
Al	30·14	22·77
Fe	2·40	1·81
Mg	0·51	0·38
Ca	1·49	1·13
Na	28·26	21·35
K	3·94	2·98
Summe .	132·37	100·00
MAZ . . .	—	194
AZ . . .	—	485

Die Vergleichung der Analyse der Glasbasis mit derjenigen des Gesammtgesteins bestätigt zunächst von Neuem einige Gesetzmässigkeiten, welche der Eine von uns vor längerer Zeit hervorhob, dass nämlich mit fortschreitender Krystallisation eines Eruptivgesteins das restirende Magma mehr und mehr sauer wird, und dass die Verbindungen des Eisens, der Magnesia und des Kalkes vor denen der Alkalien nach abnehmender Basicität zur Ausscheidung gelangen. Man erkennt ferner, dass der Wassergehalt der Bauschanalyse thatsächlich aus der Basis stammt, welche mit ihren 7 Procent H_2O wohl den Namen eines Pechsteinglases verdient. — Es ist ferner darauf aufmerksam zu machen, dass der Alkaligehalt der Basis, verglichen mit dem des Gesteins, eine Zunahme des Na_2O gegen K_2O zeigt. Bei der Besprechung der Amphibole wird sich ergeben, woher diese Veränderung im Verhältnis der Alkalien rührt.

Die auf 100 und wasserfreie Substanz umgerechnete Analyse des Gesteinsglases (II^a) zeigt bis in's Kleinste hinein eine vollkommene Uebereinstimmung mit der Zusammensetzung eines normalen Eläolithsyenits. Um diese Beziehung noch deutlicher hervortreten zu lassen, wurden die Rechnungen unter II^b—IIe ausgeführt, deren Bedeutung sich aus dem oben citirten Aufsatze (diese Zeitschrift, 1890, XI, 144) von selbst ergibt. IIe zeigt in diesem fast basaltischen Ganggestein den Foyaïtkern $(Na, K)\,Al\,Si_2$ in befriedigendster Reinheit; die kleinen Mengen von *Fe*, *Mg* und *Ca* fehlen auch den Eläolithsyeniten nicht und dürften hier zum Theil noch aus den von der Salzsäure angegriffenen Mikrolithen in der Basis herrühren. So findet die geologische Abhängigkeit des Monchiquits von dem Eläolithsyenite ihren chemi-

schen Ausdruck. — Denken wir uns das Gesteinsglas der Monchiquite auskrystallisirt, so hätten wir ein Agglomerat aus reichlichen Mengen eines Pyroxen-Amphibol-Olivingesteins mit spärlicheren Partien eines Eläolithsyenits. Solche Bildungen kommen thatsächlich unter den basischen Ausscheidungen der portugiesischen Foyaïte vor.

Der Glimmer der Monchiquite gehört zur Biotitreihe. Er ist durchweg idiomorph und bildet dünne hexagonale Tafeln, welche nicht selten nach einem verticalen Flächenpaar auffallend in die Länge gezogen sind. Die basalen Schnitte sind dunkelrothbraun und scheinbar optisch einaxig. Selbst da, wo das Interferenzkreuz sich ein wenig öffnete, gelang es nicht, die Lage der Axenebene mit Sicherheit zu bestimmen. Dementsprechend löschen die Schnitte quer zur Basis anscheinend parallel der Spaltbarkeit aus und erschweren somit die Beobachtung der Zwillingsbildungen. — Das Vorkommen des Tschermak'schen Zwillingsgesetzes liess sich jedoch zweifellos durch Benutzung des starken Pleochroïsmus constatiren. — Die senkrecht zur Spaltung schwingenden Strahlen sind hellgelb bis fast farblos, die dazu parallelen dunkelrothbraun mit etwas abweichender Tiefe der Färbung, $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$. Die bei den Biotiten der Ergussgesteine so häufigen Phänomene der magmatischen Resorption, welche zur Ausbildung der Magnetit-Pyroxenumrandung führen, sind auch in den Monchiquiten nicht eben selten.

Der Amphibol der Monchiquite, trete er in erster oder zweiter Generation auf, ist durchweg idiomorph. Die Krystalle zeigen in der Prismenzone (110) und (010) in annäherndem Gleichgewicht, so dass die Querschnitte sehr regelmässig hexagonal erscheinen. Selten und dann stets klein tritt (100) hinzu. Die Terminalbegrenzung wird durch ein Augitpaar gegeben; denn die der Symmetrieebene parallelen Schnitte zeigen eine einzige, zur Prismenkante schiefe Grenzlinie; die Schnitte nach (100) zeigen oben und unten eine stumpfwinkelige dachförmige Begrenzung. — Zwillinge nach (100) sind sehr verbreitet; recht selten schalten sich zwischen die beiden grösseren Hälften noch eine oder zwei Zwillingslamellen ein. Die Verwachsungsebene liegt sehr genau parallel der Zwillingsebene und halbirt die Individuen immer auffallend gleichmässig.

Die Spaltung nach (100) ist sehr vollkommen. — Die Eigenschwere wurde an den bei der mechanischen Trennung gewonnenen Spaltstückchen zu 3·265 durch Schweben in Jodmethylen gefunden.

Die an denselben Spaltblättchen gemessene Auslöschungsschiefe betrug 8°—10°; die grösste, an den Querschnitten nach (010) in dem Dünnschliffe beobachtete Auslöschungsschiefe war 12°. Ihre Trace ging stets vom stumpfen zum stumpfen Winkel der in der Symmetrieebene liegenden Kanten des Prismas und des Augitpaares. Sie ist also gegen die Verticalaxe nach hinten geneigt (im spitzen Winkel β), wenn das Augitpaar als (̄111) aufzufassen ist. Die in der Symmetrieebene liegende, gegen die Vertikalaxe um etwa 12° geneigte Elasticitätsaxe ist die kleinste. Die Axenebene liegt in (010), der Axenwinkel ist jedenfalls gross; denn sowohl bei Schnitten in als senkrecht zur Prismenzone, welche eine Bissectrix mehr oder weniger senkrecht austreten liessen, gingen die Hyperbeln bei der Diagonalstellung aus dem Gesichtsfelde. Doch schienen sie sich rascher und weiter zu öffnen in den Schnitten nach (100). Der Pleochroïsmus ist stark, c = b tiefdunkelbraun, a gelb.

Eine zonare Structur ist bei den Amphibolen der ersten Generation weit verbreitet: stets ist dann der Kern dunkler als die Schale. Bisweilen grenzt sich der Kern gegen die Schale streng krystallographisch ab; meistens aber ist der Umriss des dunkleren Kerns eine unregelmässige Linie. Dann finden sich ausnahmslos Magnetitkörner zwischen Kern und Schale. Darnach wird man die unregelmässige Begrenzung des Kerns gegen die Schale auf eine randliche magmatische Resorption desselben zurückführen müssen. Diese geht nicht selten bis zur vollkommenen Zerstörung des Kerns; statt desselben liegt dann in einem Amphibolmantel ein glasdurchtränktes Aggregat von Magnetitkryställchen, dem sich nicht allzuselten Augitmikrolithe zugesellen. — Niemals finden sich Resorptionserscheinungen an den äusseren Amphibolschalen.

Gesetzmässige Verwachsungen des Amphibols mit dem Pyroxen sind häufig. Beide Mineralien haben dann die Prismenaxe und die Symmetrieebene gemeinsam. Die Verwachsungsfläche projicirt sich in Längsschnitten selten genau parallel zur Prismenkante; ihre Projection ist meistens eine ganz unregelmässige Linie, ja sie geht nicht selten fast senkrecht zur Prismenaxe. — Vielfach werden die Amphiboldurchschnitte von einem äusserst dünnen Mantel grüner Substanz umhüllt. Sie ist nicht Aegirin, denn in ihr liegt fast parallel der Prismenaxe die Axe kleinster Elasticität, sondern wohl eine, und zwar sehr schwach doppeltbrechende, Amphibolvarietät.

Um Material zu einer Analyse des Amphibols zu erhalten, wurde zunächst die schwerste Portion des zur Abscheidung der Glasbasis benützten Pulvers leicht mit *HFl* behandelt; dadurch wurden alle etwa anhaftenden Glastheilchen entfernt. Darnach enthielt das Pulver Amphibol, Pyroxen und etwas Olivin, anscheinend durchaus frisch. Im Methylenjodid vom spec. Gew. = 3·275 sank viel Augit und aller Olivin. Oben schwamm ein an Amphibol stark angereichertes Amphibol-Pyroxengemenge. Bei weiterer Verdünnung auf 3·265 fiel noch etwas Pyroxen; bei jeder ferneren Verdünnung der Scheideflüssigkeit fiel das gesammte Pulver aus. Obwohl nun die Trennung des Amphibols und Pyroxens in Jodmethylen vom spec. Gew. = 3·265 vielfach wiederholt wurde, gelang eine vollständige Trennung der beiden Mineralien nicht. Es blieb nichts übrig, als das unreine Pulver zu analysiren, nachdem man sich Klarheit über das Mengenverhältnis verschafft hatte, in welchem Amphibol und Pyroxen im Pulver vorhanden waren. Zu diesem Zwecke wurden etwa 5000 Fragmente unter dem Mikroskop gezählt; es ergab sich eine Zusammensetzung aus 88 Procent Amphibol und 12 Procent Pyroxen. Dieses Verhältnis kehrte ziemlich genau in jedem Fünfhundert der gezählten Körner wieder. Die Menge des so gewonnenen Analysenmaterials war nur 0·6 Grm. Da die Alkalien, das Wasser und die Oxydationsstufen des Eisens unbedingt bestimmt werden sollten, musste die Kieselsäure aus dem Verluste gefunden werden. Von der bei der Untersuchung der Glasbasis befolgten Methode abweichend, wurde Al_2O_3 und Fe_2O_3 nicht mit NH_4O, sondern mit Natriumacetat gefällt. Auf Grund einer an durchaus reinem Material angestellten Analyse des Pyroxenmaterials wurden dann die den 12 Procent desselben entsprechenden Mengen von den Analysenresultaten abgezogen und der Rest auf 100 berechnet. — Die so (von Hunter) gefundene procentische Zusammensetzung (III) und die daraus berechneten, mit 100 multiplicirten Molecularproportionen (III^a) sind:

	III	III*
SiO_2	35·76	59·60
Al_2O_3 . . .	26·48	25·97
Fe_2O_3 . . .	14·48	9·05
FeO	2·80	3·89
MgO	11·07	27·67
CaO	2·94	5·25
Na_2O . . .	1·49	2·40
K_2O	3·37	3·60
H_2O	1·61	8·97
	100·00	

Die Bedeutung dieser Zahlen wird selbstverständlich durch die geringe Menge der zu den Analysen verfügbaren Substanz, durch die Unreinheit derselben und die dadurch nothwendig werdende Rechnung in nennenswerter Weise abgeschwächt. Man wird daher auf jede Berechnung der Constitution dieses Amphibols verzichten müssen. Immerhin sind die Zahlen zuverlässig genug, um zu beweisen, dass eine sehr basische und eigenthümliche Amphibolart vorliegt, welche sich in dem niedrigen Gehalt an Kieselsäure und den Monoxyden von der Formel RO, sowie in dem hohen Gehalt an Alkalien und Sesquioxyden an die Barkevikitischen Amphibole Brögger's[1]) annähert.

Der Pyroxen der Monchiquite ist durchweg idiomorph; nach den Durchschnitten sind die acht Flächen der Prismenzone entweder ziemlich im Gleichgewicht ausgebildet oder es herrscht das Orthopinakoïd stark vor; terminal findet sich allenthalben *s* ($\bar{1}11$). Die Individuen der intratellurischen Periode sind kurz-, die jüngeren stets länger- und schlank säulenförmig. — Zwillingsbildungen nach (100) sind sehr häufig, ebenso die vielfache Einschaltung sehr dünner Zwillingslamellen zwischen zwei grösseren Hälften. — Auch die durch Zwillingsbildung nach (101) bedingten knäuelartigen Verwachsungen zeigen sich oft. — Die Spaltung geht sehr vollkommen nach dem Prisma und nur nach dieser Form.

---

[1]) Zeitschr. für Krystallogr. und Mineralogie. 1890, XVI, 415. — Die nothwendig gewordene Abreise des Herrn Hunter nach Rangoon machte es unthunlich, durch wiederholte Trennungen mehr Material für die Analysen des Amphibols zu gewinnen.

Im durchfallenden Lichte ist der Pyroxen zum weitaus grössten Theil röthlichviolett, wie die stark titanhaltigen Augite der Nephelin- und Leucitgesteine, zum geringen Theil fast farblos, selten grünlich. Dieser grüne Pyroxen erscheint nur gelegentlich als innerster Theil der zonar gebauten Einsprenglinge. Ebenso bildet der farblose Pyroxen nur die centralen Theile zonar gebauter Individuen erster Generation. Die peripherischen Theile derselben sind dann röthlichviolett. Sehr zahlreich sind die Einsprenglinge, die nur aus röthlichviolettem Pyroxen bestehen, und dieser ganz allein mit Ausschluss der anderen Pyroxenarten bildet die Individuen zweiter Generation. Es ist also unbedingt die jüngste pyroxenische Ausscheidung aus dem Magma, wie sie die herrschende ist.

Der grüne und farblose Pyroxen gestatteten keine genauere Untersuchung. — Bei den violettlichen Pyroxenen liegt die Axenebene in der Symmetrieebene. In letzterer läuft die Axe grösster Elasticität im Sinne der Diagonale des stumpfen ebenen Winkels der Kanten von *m* und *s*, die Axe der kleinsten Elasticität im Sinne der Diagonale des spitzen Winkels dieser Kanten. Die Auslöschungsschiefe ist gross und dürfte um 40° schwanken. Eine genaue Bestimmung wurde durch die geringen Dimensionen der Krystalle unmöglich, welche die Herstellung orientirter Platten nicht erlaubte. Sie würde auch in solchen überaus erschwert werden durch den starken Wechsel der Auslöschungsschiefe in den zahllosen dünnen Schalen der fast durchweg zonaren Individuen und durch eine auffallend starke Dispersion der Bissectricen. Diese bedingt es, dass Schnitte, welche nicht genau in der Zone der Symmetrieaxe liegen, überhaupt im Tageslicht zwischen gekreuzten Nicols in keiner Stellung das Licht auslöschen. Nähert man sie aus dem Helligkeitsmaximum durch Drehung um etwa 45° der geforderten Dunkelstellung, so erscheinen sie zunächst milchblau, dann ledergelb oder umgekehrt und bei weiterer Drehung tritt dann die Farbe des Helligkeitsmaximums wieder auf. Der Unterschied in der Auslöschungsstellung von Schnitten, die angenähert parallel (010) getroffen haben, bei Anwendung einer *Na*-Flamme und einer flachen mit einem Gemisch von Eosin mit Methylenblau gefüllten Flasche, durch welche das Tageslicht hindurchging, wurde bei zahlreichen Messungen im Minimum zu 1° 34′, im Maximum zu 2° 16′ gefunden. Das durch Eosin gehende Licht

hat sehr nahezu die Wellenlänge der *C*-Linie. — Der Pleochroïsmus dieser röthlichvioletten Pyroxene ist deutlich; die nach 𝔟 und 𝔠 schwingenden Strahlen sind röthlichviolett mit wenig verschiedener Tiefe der Färbung; die nach 𝔞 schwingenden sind gelblichrosa.

Die Zonarstructur dieser röthlichvioletten Pyroxene geht zum Theil parallel den heutigen Umrissen der Individuen, öfter noch folgt sie den Contouren eines ursprünglich vorhandenen gegabelten Mikrolithen (Sanduhrform).

Aus dem Ganggesteine von der Santa Cruz-Bahn reines Material zu einer Analyse der Pyroxene zu erhalten, gelang ebenso wenig, wie beim Amphibol. Wir zogen es daher vor, zur Gewinnung desselben einen an Pyroxen und Olivin reichen, etwas Feldspath-haltigen Amphibol-Monchiquit vom Rio do Ouro in der Serra de Tinguá zu benutzen. Aus dem Pulver desselben wurde der Pyroxen mit der Pincette ausgelesen und jedes Korn unter dem Mikroskope auf seine Reinheit geprüft. Es gelangte ein tadelloses Material zur Analyse. Das specifische Gewicht desselben wurde in zwei Proben mit dem Pyknometer zu 3·2815 und 3·2873 gemessen und beträgt also im Mittel 3·2844.

Die Titansäure wurde hier nach der Methode von Gooch bestimmt. Fe_2O_3, Al_2O_3 und TiO_2 wurden zusammen gefällt und gewogen, aus dem mit Kaliumbisulfat aufgeschlossenen Niederschlage das Eisen mit Schwefelammon bei Gegenwart von Weinsäure gefällt, das Filtrat abgedampft und zur Zerstörung der Weinsäure über den Bunsen'schen Brenner geglüht. Der Rückstand wurde durch Zusatz von Schwefelsäure in Wasser gelöst, Natronacetat und Essigsäure zugesetzt, dann erhitzt und einige Minuten gekocht. Der entstehende Niederschlag von TiO_2 war mit etwas Thonerde verunreinigt. Durch Wiederholung der Operation erhielt man die Titansäure rein.

Die Analyse (Hunter) ergab für diesen röthlichvioletten Pyroxen aus dem Monchiquitgang im Gneiss des Rio do Ouro, Serra de Tinguá, die Zahlen unter IV; auf 100 umgerechnet enthält sie IV^a. Daraus findet man die mit 10^2 multiplicirten und auf 100 umgerechneten Proportionen der Metallatome unter IV^b. In IV^c ist Titan mit Silicium, Natrium mit Kalium zusammengefasst und hieraus endlich sind die einfachen Proportionen unter IV^d abgeleitet.

	IV	IV^a		IV^b	IV^c	IV^d
SiO_2 . .	44·55	44·86	Si . .	41·48	43·47	65
TiO_2 . .	2·85	2·87	Ti . .	1·99		
Al_2O_3 . .	7·86	7·91	Al . .	8·61	8·61	13
Fe_2O_3 . .	3·81	3·84	$\overset{III}{Fe}$ . .	2·66	2·66	4
FeO . .	4·53	4·94	$\overset{II}{Fe}$ . .	3·80	3·80	6
MnO . .	0·38		Mg .	17·76	17·76	27
MgO . .	12·71	12·80	Ca . .	20·80	20·80	31
CaO . .	20·84	20·99	Na .	2·32	2·90	4
Na_2O . .	1·29	1·30	K . .	0·58		
K_2O . .	0·49	0·49				
	99·31	100·00				

Aus den Zahlen unter IV^d ergibt sich für den untersuchten Augit die Formel

$$\begin{array}{rllll} 2 & Na_2 & Fe_2 & Si & O_6 \\ 6 & Mg & Al_2 & Si & O_6 \\ 21 & Ca & Mg & Si_2 & O_6 \\ 6 & Ca & Fe & Si_2 & O_6 \\ 2 & Ca_2 & & Si_2 & O_6 \end{array}$$

Die Uebereinstimmung dieser Formel mit der gefundenen Zusammensetzung erhellt aus der Vergleichung der folgenden Zahlen, in welchen der Analysenbefund unter Umrechnung von TiO_2 auf SiO_2, von MnO auf FeO und von K_2O auf Na_2O neben der theoretischen Zusammensetzung nach der abgeleiteten Formel gegeben ist.

	Gefunden	Berechnet
SiO_2 . . .	47·46	47·92
Al_2O_3 . . .	7·99	7·40
Fe_2O_3 . . .	3·86	3·87
FeO . . .	4·92	5·23
MgO . . .	12·92	13·07
CaO . . .	21·19	21·01
Na_2O . . .	1·66	1·50
	100·00	100·00

Die Uebereinstimmung der hier mitgetheilten Analyse mit den von A. Knop[1]) veröffentlichten Analysen nächst verwandter Augite

[1]) Zeitschrift für Krystallographie und Mineralogie. X, 72.

aus Ergussgesteinen des Kaiserstuhls ist eine sehr grosse, wenn man davon absieht, dass hier ein Alkaligehalt vorhanden ist, welcher dort fehlt. Dieser chemischen Verwandtschaft entspricht durchaus der Formentypus, die Spaltbarkeit, Farbe, Mikrostructur und starke Dispersion, welche gleichmässig die Kaiserstuhler Augite und diesen Augit aus dem Monchiquit des Rio do Ouro charakterisiren.

Bei der Verwitterung der Augite entsteht viel Kalkcarbonat, daneben Chlorit und Eisenerze, sowie gelegentlich Opal.

Der Olivin in theils streng idiomorpher Begrenzung, theils stark corrodirtem Zustande durchläuft bei der Zersetzung die oft beschriebenen Stadien bis zu vollständiger Serpentinisirung.

Der Apatit erscheint durchweg in den für dieses Mineral charakteristischen schlanken und quergegliederten Säulchen. In einem Handstück vom Rio S. Antonio, Serra de Tinguá, fand er sich in auffallend grossen rundlichen Körnern, wie man ihm wohl in kieselsäurearmen Tiefengesteinen und Gneissen begegnet. Hier enthielt er auch der Hauptaxe parallel gelagerte nadelförmige Mikrolithe eines unbestimmbaren Minerals.

Der Magnetit zeigt keine erwähnenswerten Eigenthümlichkeiten. — Die gelegentlichen Plagioklas-Mikrolithe müssen einem alkalireichen Feldspath angehören. Sie werden von *H Cl* im Dünnschliff in keiner Weise angegriffen.

Unter den zeolithischen Neubildungen liessen sich Analcim und Natrolith sicher erkennen; es ist nicht ausgeschlossen, dass sich in den schwach doppelbrechenden Partien der veränderten Glasbasis noch andere Zeolithe finden.

Zur Bauschanalyse der Monchiquite wurden zwei Handstücke ausgewählt. Das eine, glasreich, hatte zur Isolirung der Glasbasis und des Amphibols gedient. Die Analyse (I) desselben wurde bereits oben mitgetheilt und wird hier zur Vergleichung wiederholt. Das zweite, glasärmer und augitreicher vom Rio do Ouro in der Serra de Tinguá hatte den Augit zur Untersuchung geliefert. Die Analyse desselben (V) hatte Herr Professor Dr. P. Jannasch auszuführen die Güte. Wir verdanken demselben über das chemische Verhalten des Gesteins noch die folgenden Angaben: „Der Glühverlust des Gesteins beträgt 4·10 Procent. Das spec. Gew. bei 22° ist 2·914. Der in Säure unlösliche Theil beträgt 48·90 Procent, die Menge der löslichen Kieselsäure ist 18·37 Procent, die der löslichen

Basen 32·73 Procent. Es schmilzt als Pulver leicht im Platintiegel zu einem braunschwarzen Glase. Der in Säuren unlösliche Antheil ist ebenfalls leicht schmelzbar zu einem dunkelolivenfarbigen, mehr durchsichtigen Glase."

Zur Vergleichnung geben wir unter VI die Analyse eines Camptonites aus New-Hampshire von G. W. Hawes (Amer. Journ. 1879, XVII, 147—151) und eines solchen (VII) von Montreal von B. J. Harrington (L. J. 1883, I, —248—), sowie die unvollständige Analyse (VIII) des sogenannten Pikritporphyrs vom Aninaschacht bei Steierdorf im Banat von E. Hussak (Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1881, 262).

	I	V	VI	VII	VIII	IX
SiO_2 . .	46·48	43·74	41·94	40·95	40·42	43.18
TiO_2 . .	0·99	2·80	4·15	3·39	—	—
Al_2O_3 .	16·16	14·82	15·36	16·45	28·36[4])	15·24
Fe_2O_3 .	6·17	2·40	3·27	13·47		7·61
FeO . .	6·09	7·52	10·14[1])	0·33[2])	—	2·67
MgO . .	4·02	6·98	5·01	6·10	9·07	5·81
CaO . .	7·35	10·81	9 47	10·53	11·25	10·63
Na_2O . .	5·85	3·08	5·15	4·00	—	5·68
K_2O . .	3 08	2·90	0·19	1·28	—	4·07
H_2O . .	4·27	2·94	3·29	3·84[3])	5·22	3·57
P_2O_5 . .	—	0·64	—	0·29	—	—
CO_2 . .	0·45	1·50	2·47	—	1·53	—
S . . .	—	0·10	—	—	—	—
Cl . . .	—	Spur	—	—	—	SO_3 0·94
Summe .	100·91	100·23	100·44	100·63	94·85	100·40
Spec. Gew.	2·736	2·914	—	2·927-3·005	—	2·93

Die nahe stoffliche Verwandtschaft aller dieser Gesteine dürfte zweifellos sein. Die Monchiquite haben ihre allernächsten Verwandten unter den Camptoniten, deren Zusammenhang mit Eläolithsyeniten von dem Einen von uns vermuthet wurde, und für das Vorkommen von Montreal wohl feststeht. Wäre eine Krystallisation der Glasbasis der Monchiquite zu Feldspath möglich, dann würde man zweck-

[1]) Darin 0·25 MnO.

[2]) Ist MnO mit etwas CoO.

[3]) Glühverlust.

[4]) Einschliesslich Cr_2O_3.

mässig die Monchiquite und Camptonite vereinigen.[1] — Dass der sogenannte Pikritporphyr vom Aninaschacht nicht zu den Pikriten gehört, ergibt sich nicht nur aus der Analyse, deren Manco von etwa 5 Procent doch wohl nur auf die Alkalien fallen kann, sondern auch aus der Structur und mineralogischen Zusammensetzung, welche sehr derjenigen der Monchiquite ähnelt. Die geologische Erklärung hierfür wird man abwarten müssen. Sehr ähnliche chemische Zusammensetzung haben dann unter den Ergussgesteinen gewisse Nephelintephrite, Nephelinite, Limburgite und Augitite. Auch auf die chemische und mineralogische Verwandtschaft mit gewissen, sogenannten Tescheniten aus Oesterreichisch-Schlesien ist hinzuweisen.

Vergleichen wir die chemische Constitution der Monchiquite mit der der Eläolithsyenite, so finden wir gegenüber einer Abnahme von SiO_2, Al_2O_3 und Alkalien ein starkes Anschwellen des Eisens, des Kalkes und der Magnesia. Das ist aber genau dasselbe Verhältnis, welches zwischen lamprophyrischen Gangbegleitern der Granite und diesen selbst besteht. Wir dürfen daher auch chemisch die Monchiquite zur lamprophyrischen Gefolgschaft der Eläolithsyenite wohl rechnen und annehmen, dass in ihnen Spaltungsproducte des foyaitischen Eruptivmagmas vorliegen, in denen die thonerdefreien Eisen-, Magnesia- und Kalkkerne stark angereichert sind. Würden jemals gemischte Gänge gefunden werden, in denen Monchiquitmaterial aufträte, so würde daneben Tinguáït oder Aegiringranit (Quarztinguáït) vorkommen müssen.

Das Mengenverhältnis des Feldspathkernes $(Na, K) Al Si_2$ und der thonerdefreien Kerne in den Monchiquiten wechselt in gewissen Grenzen, wie die mikroskopische Untersuchung der Vorkommnisse und der Vergleich der Analysen I und V deutlich zeigt. In V haben durchaus gleichmässig Kieselsäure, Thonerde und Alkalien gegenüber I abgenommen, Kalk und Magnesia und damit das specifische Gewicht zugenommen. Die Zunahme geschieht vorwiegend durch den Kalk, während die Summe von Eisen und Magnesia ziemlich unverändert geblieben ist. Das weist darauf hin, dass man in den

[1]) Diese nahe Verwandtschaft tritt auch in der Zusammensetzung des Amphibols der Camptonite hervor. Hawes gibt von diesem Mineral aus Camptonit von Dixville noch folgende Analyse: $SiO_2 = 40{\cdot}79$, $Al_2O_3 = 17{\cdot}36$, $Fe_2O_3 = 3{\cdot}83$, $FeO = 15{\cdot}04$, $MnO = 0{\cdot}30$, $MgO = 6{\cdot}97$, $CaO = 10{\cdot}83$, Glühverlust $= 0{\cdot}75$, $K_2O + NaO$ (aus Differenz) $= 4{\cdot}17$. Summe $100{\cdot}00$. Man vergleiche damit die Analyse des Monchiquit-Amphiboles auf pag. 459.

Kernen $\overset{II}{R}Si$ und $\overset{II}{R}_2Si$ vielleicht genauer nach *Ca* und *Mg* + *Fe* wird unterscheiden müssen.

Berechnen wir die Analysen I und V für die Hauptbestandtheile auf wasserfreie Substanz und 100 und suchen daraus die atomistischen Proportionen der Metalle in procentischer Form, so erhalten wir:

	I	II
Si	45·1	43·7
Al	17·9	17·3
Fe	9·2	7·9
Mg	5·8	9·7
Ca	7·5	11·7
Na	10·8	6·1
K	3·7	3·6
Summa	100·0	100·0
AZ.	= 452	449
MAZ	= 182	181

Die Gesammt- und Metallatomzahl verweisen uns sofort auf eine etwas alkaliärmere Form des Theralitmagma (ϑ), von welchem wir, um die nahe Verwandtschaft zu zeigen, einen Repräsentanten in Tiefengesteinsform vom Martinsdale [1]) in den Crazy Mountains, Montana, U. S. A. oben unter IX beigefügt haben.

Ziehen wir von den Zahlen unter I den Kern $(Na, K) Al Si_3$ und $Ca Al_2 Si_4$ ab, so bleibt ein fast reiner Orthosilicatkern $\overset{II}{R}_2Si$ zurück; das gleiche Verfahren bei V liefert einen noch basischeren Rest. Die Feldspathkerne stehen zu den alkalifreien Kernen in I und V in dem atomistischen Verhältnis von etwa 70 : 30 und 65 : 35.

Zum Schluss sei darauf aufmerksam gemacht, in wie hohem Grade auch hier wieder die Amphibol- und Augitanalyse für jene Gesetzmässigkeit sprechen, die durch A. Merian's Pyroxenuntersuchungen zuerst systematisch erwiesen wurde. Die chemische Constitution der aus verschiedenen isomorphen Molekülen bestehenden Mineralgemengtheile eines Gesteins ist bedingt durch die chemische Constitution des Magmas, aus welchem sie krystallisiren.

Heidelberg, im Frühjahr 1890.

[1]) J. E. Wolff, Notes on the Petrography of the Crazy Mountains and other localities in Montana Territory. Heidelberg 1885, 10.

XXVII. Ueber die Individualität der Gesteine.

Von **Otto Lang.**

Was ist ein Gestein? — Vielen wird diese Frage trivial erscheinen und schwer verständlich die Behauptung, dass die Wissenschaft sie bisher mit einer genauen und wohlbegründeten Bestimmung noch nicht beantwortet hat, wenigstens denjenigen Fragern gegenüber, welche sich mit einer vagen Definition, wie „geologischer Körper“, „geologischer Begriff“, „Verkörperung geologischer Bildungsgesetze“ oder „Bestandtheil der Erdkruste“ nicht beruhigen lassen. Um aber auch von vornherein den Sinn der Frage nicht zweifelhaft zu belassen, sei dieselbe gleich an Beispielen erläutert. Findet man irgendwo zwischen Schieferthonen eine nur wenig mächtige, aber doch noch in mehrere Schichten gegliederte Kalksteinmasse, oder betrachtet man eine viele Quadratkilometer ausgedehnte und zugleich sehr mächtige eruptive Decke, so geht die Frage dahin, ist dieser Kalkstein, beziehungsweise diese eruptive Masse im ganzen ein Gestein oder ist er eine Gesteinsmehrheit, in welcher jede einzelne, wenn auch noch so unbedeutende Schicht, beziehungsweise jeder Erguss ein Individuum darstellt? Es kommt also darauf an, das Gesteinsindividuum zu bestimmen und zu begrenzen.

Wie der Mineralog auf Grund beobachteter physikalischer, vorzugsweise optischer Verhältnisse die Grenzen der Mineralindividuen ganz genau anzugeben vermag, so sollte es auch, frei von eigener Willkür, der Geolog von den seiner Forschung gebotenen geologischen Körpern zu thun im Stande sein; dies dürfte wohl keine unbillige Forderung sein.

Bisher und zur Zeit noch entscheiden aber die Geologen darüber, ob einem Mineralaggregate die Qualität eines Gesteins zukomme, nach ihrem subjectiven Ermessen, und auch diejenige Richtung in der wissenschaftlichen Gesteinskunde, die für sich ganz besonders das Verdienst in Anspruch nehmen möchte, derselben die geologische Begründung gegeben zu haben und die ihr als erste Aufgabe die „Charakteristik der Massen“ vorschreibt, hat bislang noch keine exacten Methoden zur gegenseitigen Abgrenzung der Gesteinsindividuen geboten.

Die bei allen Petrographen wiederkehrende Anforderung einer bedeutenden Massenentwicklung der Gesteine stellt es vollständig dem Gutdünken jedes Forschers anheim, von einem Mineralaggregate die Qualität als Gestein anzuerkennen, zu bezweifeln oder zu leugnen.

Wenn es schon für die Gesteinskunde als Wissenschaft kein erhebender Umstand ist und sein kann, dass die Kriterien für die Bestimmung und Abgrenzung ihrer Forschungsobjecte nicht aus eigenem Gebiete, sondern aus dem der Stereometrie (Massenentwicklung) und Baukunde entnommen werden (Baustein der Erdkruste = Gestein; in solchen Definitionen, wie „integrirendes Glied der Erdrinde“ oder „integrirender Theil des geologischen Gesammtraumes“ und „Masse, die eine selbständige Existenz führt“, sollen wohl die Fremdwörter die Blössen der Begriffsbestimmung verhüllen), so muss überdies die überlaute Betonung der Massenhaftigkeit dahin führen, dass der Gesteinskundige, schon um sich der allgemeinen Anerkennung der Gesteinsnatur seiner Arbeitsobjecte zu versichern, sein Interesse nur den bedeutendsten Massen zuwendet, also etwa so verfährt, wie ein Zoolog, welchem nur die Wirbelthierfauna der Forschung wert erscheint.

Und wenn auch anerkannt werden muss, dass die Massenverhältnisse der Körper für die Geologie von viel grösserer Wichtigkeit sind als wie für Zoologie, Botanik und Mineralogie, so fehlt doch der Nachweis, dass die Begriffsbestimmung der Gesteine nothwendig von jener auszugehen habe. Absolute Maassgrössen hat allerdings noch kein Petrograph als untere Grenzwerte für die Gesteine vorzuschlagen gewagt, d. h. etwa die Raummeterzahl anzugeben, welche mindestens nöthig ist, um einem Mineralaggregate die Würde eines Gesteins zu sichern.

Auch die Definition der Gesteine nach ihrer Function (als Bausteine der Erdkruste) erscheint unwissenschaftlich und erinnert an die des Klees als Viehfutter.

Einen anderen Ausgangspunkt für die Begriffsbestimmung zu suchen empfiehlt aber ganz besonders die erwähnte willkürliche oder von dem ausdrücklichen oder stillschweigenden Uebereinkommen abhängige Natur des an Gesteine anzulegenden Grössenmaasstabes.

Diese Frage nach der Bestimmung der Gesteinsindividualität und nach der Begrenzung der Gesteinsindividuen mag Manchem nebensächlicher und untergeordneter Art erscheinen; doch hat sie

in Wirklichkeit nicht etwa nur für die Gesteinssystematik Wert, welche, um für die Gruppen von Individuen Typen aufstellen zu können, erst Klarheit über die Individuen und deren Umgrenzung zu erhalten suchen muss, sondern auch für die Geologie selbst, und zwar ebensowohl bezüglich Feststellung der Relationen der örtlichen Gesteinsabänderungen (Gesteinsfacies, Gesteinsantlitze) untereinander selbst und gegen die Nachbargesteine, als überhaupt zur Erkenntnisförderung der bei der Gesteinsablagerung stattgehabten Vorgänge.

Da die Geologie sich als Ziel setzt, den jetzigen Zustand der Erde aus ihrer Entstehung und Entwicklung zu erklären, so ist es schon hierdurch gegeben, auch für die Gesteinsbestimmung den Bildungsvorgang zu allererst in Betracht zu ziehen und in einem jeden Gesteine das Product eines eigenen geologischen Processes zu erblicken. Jedes Gesteinsindividuum ist vom anderen also darnach unterschieden, als es das Erzeugnis eines entweder in der Art verschiedenen oder in seinem Wirkungskreise zeitlich oder räumlich abgegrenzten geologischen Vorgangs ist.

Diese Definition dürfte zunächst der Umstand empfehlen gegenüber der die Massenverhältnisse betonenden, dass keine Anleihe bei anderen Wissenszweigen gemacht und für die Bestimmung des geologischen Individuums im geologischen Bereiche geblieben wird; dass sie aber auch weiteren Ansprüchen genügt und bei rationeller Begründung das Individuum möglichst genau bestimmt, soll im Folgenden nachzuweisen versucht werden.

Von den geologischen Vorgängen kommen hier also nur diejenigen in Betracht, welche Gesteine produciren; alle Kraftäusserungen und Processe dagegen, welche keine Mineralaggregate nach Form und Inhalt neu entstehen lassen, keine Gesteine dem Bau der Erdkruste ein- oder hinzufügen, sind ausgeschlossen.

Es kann dieser Beschränkung gegenüber gefragt werden, ob nicht auch die gesteinsumwandelnden Vorgänge als gesteinsbildende und deren Producte als eigene, neue Gesteine anzusehen sind, ob also z. B. die in Gips verwandelten Theile von Anhydritmassen, die Serpentinpartien von Magnesia-Silicatgesteinen, die Hornfelszonen der Schiefer u. a. m. als gesonderte Individuen anzuerkennen sind. Der Gesteinssystematiker wird geneigt sein, solche Umwandlungserzeugnisse der abweichenden Substanz oder Structur halber als eigene Gesteine anzuerkennen, sobald das ursprüngliche Gestein

gänzlich oder wenigstens in überwiegender Masse die Veränderung erfahren hat. Bei unserer Betrachtung sollen uns jedoch nicht systematische Zweckmässigkeitsrücksichten leiten, sondern nur rationelle Schlussfolgerungen aus dem Naturbefunde und diese dürften uns in den Umwandlungsvorgängen nur etwas den pathologischen Processen bei Organismen Entsprechendes erblicken lassen. Die scharfe Abgrenzung, welche manche Umwandlungserzeugnisse bei der Einzelbetrachtung gegenüber den Muttermineralmassen aufweisen, ist zwar ein Umstand, welcher die pseudomorphen Mineralaggregate als petrographische Sonderindividuen zu betrachten empfehlen könnte; dem steht aber auf der anderen Seite der viel wichtigere Beweispunkt entgegen, dass in der Gesammtübersicht während der ganzen Dauer des Umwandlungsvorganges die umgewandelten Partien mit allen übrigen Theilen des Muttergesteins so innig verwebt und verknüpft sind, dass eine Sonderung beider unnatürlich erscheint. Dazu kommt, dass bei den interessantesten Umwandlungserzeugnissen, den Contactringen, die räumliche Abgrenzung der verschiedengradigen Umwandlungsproducte bekanntlich vermisst wird und letztere durch allmähliche Uebergänge verbunden sind. So dürfte es denn folgerichtiger sein, in den Umwandlungserzeugnissen nur verschiedene Gesteinsantlitze (Facies) und keine Individuen anzuerkennen.

Diese Ablehnung des Metamorphismus als Gesteinsproducenten, derzufolge auch in der Systematik keine Classe der metamorphischen Gesteine anerkannt werden kann, bringt also für die Anzahl der Gesteine eine Beschränkung mit sich, welche aber mehr als ausgeglichen wird dadurch, dass nach obiger Begriffsbestimmung auch Mineralaggregate von geringerer Massenentwicklung, wie Mineralgänge und Hohlraumausfüllungen zu den Gesteinen gerechnet werden müssen; die Berechtigung für diese Standeserhöhung der bisher nur für „accessorische Bestandmassen" gewürdigten Körper geltend zu machen, soll jedoch erst weiter unten versucht werden.

Zunächst erscheint es angemessen, die gesteinsbildenden Vorgänge überhaupt in Betracht zu ziehen. Ein jeder solcher Vorgang, sei er einfach oder complicirt, ist räumlich wie zeitlich beschränkt und diesen Beschränkungen entsprechen die Grenzen seines Erzeugnisses, des Gesteins.

Erstere Behauptung der beschränkten Erstreckung dürfte wohl keinen Widerspruch finden, denn abgesehen von der problematischen

ersten Erstarrungskruste des Erdballs ist für jedes Gesteinsindividuum die seitliche Begrenzung von vornherein wahrscheinlich; die räumliche Beschränkung des Bildungsvorganges wird nach Beendigung desselben durch die Erstreckung des Erzeugnisses selbst angegeben; soweit sich letzteres nachweisen lässt, bezüglich von seiner früheren Anwesenheit Anzeichen hinterlassen hat, ist der im Einzelfall betrachtete geologische Vorgang gesteinsbildend gewesen.

Die zeitliche Beschränkung der Bildungsvorgänge wird zwar auch nicht geleugnet werden können, denn es hat in der Natur eben Alles einen Anfang und ein Ende, trotzdem könnte bei Betrachtung derselben in vielen Fällen subjective Meinung zur Geltung zu kommen suchen. Ein Beispiel möge diese Frage beleuchten. In ein Wasserbecken, in welchem vorher Schlamm zur Ablagerung gekommen, wird nach beliebig langer Pause wiederum Schlamm abgelagert: gelten nun die beiden zeitlich getrennten Ablagerungsvorgänge als zwei selbständige Processe und ihre Erzeugnisse als zwei Individuen? oder sollen letztere, die vielleicht substanziell und histologisch ganz übereinstimmen und miteinander innigst verbunden sind, nur als eine Einheit angesehen werden? Allgemein betrachtet: hat ein vielleicht häufig und in bestimmten Zeiträumen unterbrochener Vorgang noch als ein einheitlicher oder als eine Reihe getrennter gleichartiger Processe zu gelten? Dem subjectiven Ermessen würde da Thür und Thor geöffnet sein, wenn sich nicht an den Erzeugnissen selbst, also den Gesteinskörpern, Kennzeichen gegenseitiger Abgrenzung fänden. Solche sind aber in der That von vielen Gesteinskörpern bekannt und ihre, obwohl nicht allverbreitete Existenz genügt, um die letztangeführte theoretische Anschauung als die allein richtige hinzustellen. Ein Gesteinsindividuum entspricht eben nur einem einzigen, einfachen oder complicirten, aber nicht mehreren sich zeitlich folgenden Bildungsvorgängen. Wie bei vielen eruptiven Gesteinskörpern die äussere Begrenzung durch Structurwechsel (endomorphe Contacterscheinungen) angedeutet ist, so finden wir Aehnliches auch an mancher Kalksteinschicht: hauptsächlich aus Schneckenschalen aufgebaute Kalksteinbänke z. B. werden nach aussen durch ihnen innig verbundene, feinkörnige und Wellenkalkstein-ähnliche Partien begrenzt (Zeitschr. D. geol. Ges. XXXIII, 255). Häufiger als der Beginn des gesteinsbildenden Vorganges hat sein Schluss, nämlich die ihn störenden, lahm legenden und abschliessenden Einflüsse oder die demselben



folgende, nicht-gesteinsbildende Periode Kennzeichen zurückgelassen für die Trennung der einzelnen Gesteinsindividuen.

Die einzelne sedimentäre Gesteinskörper scheidende Schichtfuge ist das Prototyp solcher Trennungszeichen; zu ihrer Entstehung und Ausbildung wird man längere Zeiträume (Ruheperioden der Gesteinsbildung) annehmen müssen als für die Ablagerung vieler Gesteinsindividuen selbst. Die Schichtfugen dienen dem Beobachter zur Bestimmung des Gesteinsindividuums in ganz entsprechender Weise wie die Krystallflächen dem Mineralogen zu der des Mineralindividuums; aber ebenso wie bei diesen lässt ihr häufiger Mangel nur allzu oft den Forscher im Stich oder können Aftergebilde irreführen. An dünnschichtigen Kalksteinen z. B. lehrt eine sehr gewöhnliche Beobachtung, dass auf ziemliche Erstreckung hin gröblich offenbare Schichtfugen (der feine Belag vieler Schichtfugen und „Suturen" kommt als möglicher Weise secundär entstanden nicht in Betracht) auf weitere Strecken hin in den Gesteinskörper zu verschwinden scheinen, sich so verstecken, dass sie erst durch mechanische Störung zum Vorschein gebracht oder schliesslich selbst bei Zerstörung des Gesteins nicht mehr freigelegt werden können, ähnlich wie gut verkittetes Mauerwerk nicht mehr nach den Mauerfugen zu trennen ist. Doch vermag trotzdem eingehendere Forschung in solchen Fällen manchmal die Gesteinsgrenze noch zu ermitteln; so sind z. B. bei dem wegen seiner oberflächlichen Wellenfurchung als Wellenkalkstein bekannten Gesteinen solche versteckte gewellte Abgrenzungsflächen der zuweilen nur wenige Millimeter mächtigen Gesteinskörper, obwohl ihnen nicht einmal mikroskopische Trennungsräume entsprechen, doch noch im Querschnitt deutlich zu erkennen (Zeitschr. D. geol. Ges. XL, 129).

Bekannt ist aber andererseits, dass den Schichtfugen ganz ähnliche morphologische Gebilde durch einen auf ihre Erstreckung senkrecht gerichteten Druck, durch Gleiten der Moleküle nach den Richtungen minderen Druckes, in den starren Gesteinen entstehen, und dass die so gebildeten Schieferungs- und Absonderungsfugen, welche bei den meisten Schiefern vor den ursprünglichen (primären) Formelementen hervortreten, bezüglich ihrer formellen Eigenschaften von Schichtfugen nicht zu unterscheiden sind (mit „Spalten" und „Rissen" kann man sie auch rücksichtlich ihrer Entstehung nicht in eine Kategorie stellen und wird sie schon ihrer Ausbildung nach wohl

bei den „Fugen“ belassen müssen). Wo solche Fugen durch ihre Discordanz mit einem der ursprünglichen Schichtungsrichtung entsprechenden Materialwechsel als secundär entstanden gekennzeichnet sind, wird man nicht in Gefahr kommen, dieselben als Gesteinsgrenzen zu deuten; wo aber Schichtungs- und Fugenrichtung übereinstimmen, macht schon die Thatsache, dass überhaupt morphologische Gebilde dieser Art auch secundär entstehen können, gegen ihre Deutung als wahre Schichtfugen von vornherein misstrauisch: sie können ja eben auch erst secundär in der fertigen Ablagerung durch Massendruck entstanden sein, z. B. in Steinkohlen, und erst die eingehende Untersuchung hat zu bestätigen, dass sie wirklich Gesteinsindividuen abgrenzen.

Die natürlichen Kennzeichen individueller Abgrenzung der Gesteine finden sich nun ebensowohl da, wo sich ersichtlich derselbe Bildungsvorgang nach Unterbrechungen wiederholt hat, als dort, wo Processe anderer Art folgten. Demnach darf man Unterbrechungen der petrogenetischen Processe als ihren schliesslichen Beendigungen gleichwertig hinstellen. Jedes Gesteinsindividuum entspricht also einem ununterbrochenen Bildungsvorgang und umgekehrt müsste man für jede Gesteinsbildungsperiode ein erzeugtes Individuum nachweisen können. Letztere Aufgabe wird allerdings ungemein erschwert dadurch, dass die Ausbildung der natürlichen Grenzmale seltener eine deutliche, dagegen häufiger eine verschwommene ist; deshalb wird man nicht selten Gefahr laufen, eine Mehrheit von (nicht deutlich abgegrenzten) Individuen für einen einfachen Gesteinskörper anzusehen; das dürfte aber als ein Uebelstand von geringem Belang für die wissenschaftliche Erkenntnis zu schätzen sein.

Die Unterscheidung von Gesteinsindividuen nach ihrer verschiedenen Bildungsart endlich wird an sich wohl selbstverständlich erscheinen; eine Zusammenfassung auf verschiedene Weise entstandener Mineralaggregate als wesentlicher Theilhaber zu einem Gesteinsindividuum, die nach unten folgender Darlegung nicht nur möglich, sondern in bestimmten Fällen sogar von der Natur vorgeschrieben ist, wird von vornherein Bedenken erregen.

Sehen wir nun zu, wie bei den verschiedenen Arten der Gesteinsbildung die Gesteinskörper sich gegen einander abgrenzen, wobei wir zugleich der Frage Aufmerksamkeit schenken können, ob nicht ein und derselbe, auch zeitlich wie räumlich ununter-

brochene Process je nach dem Stärkegrade der gesteinsbildenden Energie oder aber nach der Verschiedenartigkeit des Gesteinsmaterials mehrere Individuen liefern könne oder ob jedem gesteinsbildenden Vorgange nur ein einziges Gesteinsindividuum entspreche.

Wenn wir daraufhin zunächst die einfachsten Bildungsverhältnisse in's Auge fassen, nämlich die mechanische Ablagerung von in Wasser- oder Luftströmungen bewegtem festem Material (deuterogene Gesteinsbildung), so ist es bekannt, dass bei gleichbleibender Strömungsstärke eine Sonderung des zur Ablagerung kommenden Materials nach seiner von Dichte und Grösse abhängigen Masse, sowie seiner Form (diese nämlich wegen der Angriffsflächen für die Energie; Blätter verlangen für ihre Suspension und Ortsveränderung geringere Kraft als gleichschwere Körner) eintritt; während eine verlangsamte Wasserströmung zunächst nur grobe Geschiebe und Gerölle, weiterhin Kies und Grand ablagert, kommen noch entfernter Sande von immer geringerer Korngrösse und endlich feinste Schlammtheilchen (Flusstrübe) zur Ruhe. Sind diese nach der Grössenstufe ihrer Gemengtheile und dadurch nach ihrer Structur, ganz abgesehen von der Substanz, verschiedenen Ablagerungen nun mehrere Gesteine? Gewiss nicht; abgesehen von etwa vorhandenen zufälligen Unterbrechungen wird die gesammte Ablagerung durch ihren stetigen Verband und den allmählichen Uebergang ihrer verschieden struirten Theile sich als ein einziges Individuum kennzeichnen.

Betrachten wir nun aber die von Natur unvermeidlich bei Beginn und Ende des Ablagerungsvorganges gegebenen Steigerungs- und Erschlaffungsverhältnisse der Strömung oder den gegenüber angenommener Constanz der Stromkraft mindestens gewöhnlicheren Fall ihres Schwankens.

Jähes Anwachsen derselben wird Erosion und Denudation, hierdurch also die Beendigung, beziehungsweise Unterbrechung des Ablagerungsvorganges herbeiführen; wächst dagegen die Strömung allmählich, so wird an den Stellen, wo vorher feineres Material abgelagert war, nun gröberes zur Ruhe kommen und unter Umständen so für jenes eine schützende Decke bilden gegen die erodirenden Angriffe der weiter anwachsenden Stromstärke. Es würde wohl unnöthige Raumverschwendung sein, diese Verhältnisse weiter darzustellen und nachzuweisen, dass auf diese Weise keine Gesteinstrennung erfolgt; der gesteinsbildende Process (der Ablagerung) hat

da eben seinen Fortgang und sein Erzeugnis erhält nur in seinem entsprechenden Theile ein anderes Antlitz. Ebenso wird man leicht erkennen, dass die allmähliche Abnahme der Strömung kein neues Gestein hervorgehen lässt, wenigstens im allgemeinen nicht; für dasjenige Gebiet allerdings, in welchem bei geschwächter Strömung die Ablagerung aus Mangel an abzulagerndem Materiale ganz aufhört, bedeutet dieser Fall eine Gesteinsabgrenzung und wird die nach einer Periode der Stromschwäche bis in jene Region wieder vorschreitende Schlammablagerung jener älteren gegenüber gesondert erscheinen und als Individuum aufzufassen sein, so lange nicht der indirecte Verband beider und damit ihre Zusammengehörigkeit erkannt ist. Entsprechend sind die Verhältnisse derjenigen Ablagerungen zu deuten, wo zwar streckenweise, aber nicht allgemeine oder vollständige Unterbrechungen durch jähe Strömungssteigerungen oder durch Materialmangel ihre Spuren hinterlassen haben.

Wie die oben erwähnten Individuengrenzmale bei dieser Art von Gesteinen entstehen, also die Schichtdeckfläche und die nicht selten erkennbare Verdichtung der Structur, wird eingehende Forschung zu bestimmen haben; in den meisten Fällen wird man erkennen, dass sie während einer Ruheperiode in der Gesteinsbildung gebildet wurden durch die allmähliche innigere Zusammenlagerung des Materials unter dem längere Zeit währenden Einfluss der Schwerkraft allein oder bei Mitwirkung atmosphärischer Einflüsse (Austrocknung, abradirende Luftwellen [1]), der erodirenden und denudirenden Thätigkeit von Luft und Wasser) oder endlich noch hinzutretender chemischer Vorgänge (Verkittung, Auslaugung). Für die im Wasser

---

[1]) Das dürfte zunächst von den äolischen, durch Luftströmungen zusammen geführten Ablagerungen anerkannt werden, insbesondere dem Vulcanschutte. Beim Löss, welcher nach Richthofen mehr durch seine Structur als durch seine Substanz gekennzeichnet ist (durch Störung ersterer, schon durch ein darübergehendes Wagenrad, wird er zu Lehm! China 1877, I, 57), ist zu beachten, dass seine Bildung wegen der nothwendigen Mitwirkung der Pflanzendecke des Ablagerungsgebietes noch nicht mit dem Wehen des Staub zuführenden Windes aufhört, sondern die Beendigung des Bildungsvorganges vielmehr von der die Ablagerung vermittelnden und schützenden Function dieser Pflanzendecke abhängt; erst wenn man letztere vernichtet, wird eine wirkliche Ruhe in der Lössbildung und damit eine Individualisirung der Ablagerung eintreten; auf solche Weise mag die von Richthofen in Bild und Wort geschilderte, von ihm selbst aber verkannte rohe Schichtung (Zeitschr. D. geol. Ges. XXXIII, 273) der grossen chinesischen Lössmassen entstanden sein.

abgelagerten Gesteine wird eine Beendigung des Bildungsvorganges durch Trockenlegung naturgemäss am ehesten zur Ausstattung mit Individualitätskennzeichen führen; die Annahme einer regelmässigen oder wenigstens gewöhnlichen Wiederkehr der Trockenlegung für jedes solches mit Grenzmalen ausgestattete Individuum würde jedoch zweifellos unwahrscheinlich sein; bei den unter Wasserbedeckung bleibenden, also der Atmosphäre entzogenen, noch plastischen Massen mögen daher nur die mechanischen Einwirkungen des Wassers wie jähem Anwachsen der Strömung entsprechende Erosion und Denudation, ferner der Schlag grosser Wellen (Wellenkalkstein) die Abgrenzung bewirkt haben.

Die individuelle Abgrenzung der protogen-organogenen Gesteine, wie Korallenriffe, Torf u. a. m. wird in jedem gegebenen Falle leicht zu ermitteln sein.

Grössere Schwierigkeiten bieten bereits die durch chemische Abscheidung (Präcipitation) entstandenen Mineralaggregate deshalb, weil bei diesem Vorgang seltener nur eine Substanz allein, z. B. Kalksinter, Kalktuff, als vielmehr verschiedene mit oder nach einander abgelagert werden.

Ziehen wir die allerverbreitetste Minerallösung in Betracht, nämlich das Meerwasser, und nehmen wir ein abgeschlossenes Becken desselben an, so scheiden sich bei der Verdunstung nach den Untersuchungen Usiglio's alle in jenem gelösten Stoffe allmählich und zum Theil in einer zeitlichen Reihenfolge ab; letztere zeigt aber einen solchen Aneinanderschluss, dass keine Unterbrechung des Absatzes oder des Ablagerungsvorganges zu irgend welcher Zeit zu erkennen ist: mit der Abscheidung des Eisenoxyds beginnt bereits diejenige des Kalkcarbonats; mit der zweiten Hälfte von diesem schlägt sich schon das Kalksulfat reichlich nieder und bevor letzteres ganz ausgeschieden, fängt auch schon der Absatz der Chloride und sonstigen im Wasser noch enthaltenen Stoffe an. Eine Lücke, welche berechtigen könnte, innerhalb dieser Niederschläge, welche sich in oberen Horizonten allerdings von ganz verschiedener Substanz erweisen als in den unteren, eine Grenze zu ziehen, besteht nicht, die Zonen von in sich einheitlicher Substanz sind mit denen von anderer Mineralnatur durch gemengte Zwischenglieder verknüpft. Entsprechend der erfüllten Vorbedingung, dass der gesteinsbildende Vorgang (der Niederschlag) ununterbrochen geblieben ist, wird man das Erzeugnis

im Ganzen als ein Gesteinsindividuum, mit allerdings materiell verschiedenen Facieszonen anerkennen müssen: weder die Kalksulfatzone, noch die Chlornatriumzone sind Individuen, sondern gehören zusammen zu einem Gesteine!

Vorzeitige Beendigung des Abscheidungsvorganges, etwa durch Verdünnung der eintrocknenden Lösung oder durch Abfluss derselben, kann dagegen z. B. der Kalksulfatzone (mit dem untergeordneten Carbonat und Eisenoxyd) die Eigenschaft eines (unvollkommen entwickelten, verkrüppelten) Individuums geben, ebenso wirkliche Unterbrechung des Processes durch Eintritt von Bildungsvorgängen anderer Art, z. B. deuterogener Sedimentablagerung.

Darf man solches aber auch denjenigen Störungen des Abscheidungsvorganges zuschreiben, die man für naturgemäss bei der Bildung grösserer Salzlager durch periodische Nachfüllung des Absatzbeckens ansieht? Scheiden, um an einen bestimmten Fall anzuknüpfen, die Anhydritschnüre (Jahresringe) des Stassfurter Steinsalzlagers Gesteinsindividuen von einander? Bekanntlich gibt man deren Entstehung dem wiederholten Zufluss neuer Mengen von Meerwasser zu dem übersättigten und bereits Chlornatrium abscheidenden Wasser der Meeresbucht schuld; dabei ist jedoch nicht nachzuweisen, dass durch den Zufluss letzteres wieder bis zur völligen periodischen Unterbrechung der Abscheidung verdünnt worden sei; die Concentration der der Verdunstung ausgesetzten Lösung wurde wohl vermindert, aber dass die Präcipitation ganz aufgehört habe, lässt sich, wie gesagt, nicht ermitteln; es entstand eben nur der dem geringeren Concentrationsgrade entsprechende Niederschlag aus dem zugeflossenen Meerwasser, statt Chlornatrium wurde zunächst wieder Kalksulfat abgesetzt. Auf den Nachweis der vollständigen Unterbrechung des Niederschlagsvorganges kommt es aber an, so dass man für die Oberflächenschichten des Wasserbeckens selbst weitergehende Verdünnungen annehmen kann, falls dieselben eben nur so vorübergehend waren, dass sie den petrogenetischen Process, welcher doch auch für die Ablagerung der Präcipitate Zeit beansprucht, nicht völlig unterbrachen; die Wiederholung eines früheren Processstadiums beweist noch nicht die völlige Unterbrechung. Es ist dies allerdings nur ein negatives und deshalb nicht sehr kräftiges Beweismittel, welches sich in diesem Falle aber eben ganz allein bietet; wer die Beweisführung nicht anerkennen will und die in den Anhydrit-

schnüren ausgeprägten Wiederholungen als durch vollständige Unterbrechungen der Abscheidung geboten ansieht, wird die von „Jahresringen“ gegliederten Steinsalzmassen zu den weiter unten betrachteten Collectivindividuen stellen können; wer dagegen sich von der ausgeführten Erwägung leiten lässt, dass durch solche Anhydritschnüre die Zurückführung der Absatzverhältnisse bis vor dessen Beginn noch nicht erwiesen ist, wird demnach das ganze mächtige Stassfurter Steinsalzlager vom Anhydrit im Liegenden bis zu den Kalisalzen (also abgesehen vom oberen Kalksulfat- und Salzlager) als ein einziges Gesteinsindividuum gelten lassen müssen.

Bei den eruptiven Gesteinen erscheinen die Individuen von vornherein wohl umschrieben durch die zeitliche Abgrenzung des Eruptionsvorganges: die von ein und derselben Eruption gelieferten Massen gehören zu einem Individuum. Eine Unterscheidung von Tiefen-, Gang- und Ergussgesteinen, welche Gliederung sich wesentlich mit der älteren (Cotta'schen) in plutonische und vulcanische deckt, ist ja nur ein systematischer Hilfsbegriff.

Ausgeschlossen von der Individualität solchen Eruptionsproductes sind jedoch diejenigen Massen, welche zwar auch zunächst eruptiver Bildung, dennoch ihre Ablagerung, und auf diese kommt es ja bei den Gesteinen an, nicht dem Eruptionsvorgange verdanken, sondern Strömungsverhältnissen der Atmosphäre oder des Wassers, nämlich der sogenannte Vulcanschutt (Asche, Sand u. s. w.), dessen auch bereits bei der deuterogenen Sedimentbildung gedacht wurde.

Abgesehen also von diesem gehören alle bei einer Eruption hervorgebrachten Gesteinsmassen zu einem einzigen Individuum, mag nun die Eruption von kurzer oder langer Dauer gewesen sein, wenig oder viel Material producirt haben, letzteres schnell oder langsam und unter den verschiedentlichsten, durch die Verhältnisse gebotenen Abänderungen erstarrt sein. Histologische oder substanzielle Uebereinstimmung oder Verwandtschaft zwischen den einzelnen Theilen solchen Gesteins kann also ebensowenig gefordert werden, wie bei den Zonen eines Salzlagers; sie kann bei verlangsamter Erstarrung durch Saigerung verloren gegangen sein.

Diese an sich einfach scheinenden Verhältnisse bergen aber der Probleme nur zu schwierige in sich. Wo ist der Anfang und wo ist das Ende dieses Bildungsvorganges zu setzen? Bei Vulcanen wie Aetna und Vesuv, welche nach langen Ruhepausen nur be-

scheidene Massen hervorbringen, ist die Individualitätsbestimmung ersichtlich nicht so schwierig als bei den Vulcanen Hawaiis mit dem in Fluss bleibenden Kilauea-Lavasee. Und von diesen unserer Beobachtung direct zugänglichen Eruptionen müssen wir zurückschliessen auf die Vorgänge bei den vorzeitigen Massenergüssen! Auch da liegt immer die Frage vor, wann war der Eruptionsvorgang zu Ende? und wo ist die Grenze eines Eruptionsgebietes, welches wir uns durch die Zusammengehörigkeit der producirten Massen bestimmt denken? Berücksichtigen wir auch den, nach Beobachtungen an alten und neuen (Kilauea) Eruptionspunkten zu schliessen, nicht unmöglichen und wohl manchmal eingetretenen Fall, welcher nach einem neueren Theoretiker sogar der gewöhnliche sein soll [1]), dass nämlich eine eruptive Masse noch vor ihrer völligen Erstarrung Nachschub erhält! Erwägen wir endlich, dass alle Eruptivgesteine mit ihren Wurzeln in das Erdinnere oder, um dem Abhängigkeitsverhältnisse Ausdruck zu geben, zum vulcanischen Herde reichen (ohne damit die Thatsache isolirter vulcanischer Herde behaupten zu wollen), dass in dieser Herdgegend diese Wurzeln möglicher Weise zusammenlaufen und verschmelzen und sich jedenfalls die Grenzen

---

[1]) In der That machen verschiedentliche Beobachtungen solches Nachschieben von Eruptivmassen wahrscheinlich; auffallen muss aber, dass gerade E. Reyer in seiner „Theoret. Geologie“ diese Idee des „Lebendigerhaltens“ der Massenergüsse durch „intrusive Nachschübe“ energisch vertritt (pag. 144: „zur Bildung einer Eruptivmasse war eine Reihe successiver Nachschübe nöthig“; vergl. auch pag. 528 ff.), durch welche er seiner Haupttheorie bezüglich Eruption in's Gesicht schlägt; letzterer zufolge (pag. 200) wird nämlich das Magma erweicht und ausbruchfähig dadurch, dass in der Erdkruste ein Riss entsteht (und hierdurch der die Eruption verhindernde Druck ausgelöst wird); wie soll sich nun aber ein Riss in einer noch flüssigen Eruptivmasse bilden können?! Da müsste diese doch erst gründlich (auch im Eruptionscanale) erstarrt sein, damit einmal erneute Spannung und dann der Riss entstehen kann, welcher nöthig ist, um das Nachschubmagma nach Reyer eruptionsfähig zu machen! — Dies ist aber nur einer der logischen Widersprüche in diesem an sich gewiss interessanten Buche, dem vor Allem vorzuwerfen ist, dass ganz unerwiesene Prämissen als sicher ermittelte Thatsachen hingestellt sind, wie z. B. der Satz über das Verhalten des Magma beim Erstarren. Bevor Reyer den Satz (pag. 198) veröffentlichte: „Da das Magma, wie ausgeführt wurde (wo??), zum grossen Theil aus Substanzen besteht, welche sich beim Erstarren zusammenziehen“, hätte er dies doch wirklich erst nachweisen und z. B. erklären müssen, warum denn dasselbe seine erstarrten Theile hauptsächlich nach der Oberfläche zu (centrifugal) und nicht wie z. B. Stearin, mit welchem es also im Verhalten übereinstimmen sollte, am Boden (centripetal) ablagere.

der Eruptivmassen nach der Richtung ihrer Heimat zu von uns nicht bis zu letzterer beobachten und verfolgen lassen.

Man sieht daraus, wie leicht man bei der Bestimmung der Individualität von Eruptivmassen auf vulcan-theoretisches Gebiet gedrängt wird; denn wenn man nicht der schon erwähnten Annahme isolirter vulcanischer Herde huldigt, derzufolge eben nur die einem gemeinsamen Herde entnommenen Eruptivmassen zusammengehören, auch deren Wurzeln nicht tiefer als bis zu diesem reichen können und die Eruptionsvorgänge endgiltig mit Entleerung und Erschöpfung desselben abgeschlossen sind, wird man alle Eruptivgesteine (abgesehen von zufälligen Abgrenzungen) als nach ihrer Wurzel zu niemals, mithin überhaupt unvollkommen abgrenzbare Individuen belassen müssen; sie erstrecken sich eben in „ewige Teufe“.

Bei der Frage nach der Individualität der verschiedenen Eruptivmassen wird man deshalb am besten thun, sich zu bescheiden und sich in Anbetracht des Umstandes, dass für den Petrographen nur die starre Masse das Gestein darstellt, nach denjenigen morphologischen und histologischen Verhältnissen (des endomorphen Contacts) richten, welche ja bekanntlich gerade häufig bei jenen die Grenzen wohl beschreiben; so lange wie solche als Beweismittel für die Trennung des im Einzelfall betrachteten Gesteins von anderen ähnlichen nachweisbar sind, wird man trotz seiner nach der Tiefe zu problematischen Abgrenzung dasselbe mit Recht für ein von jenen verschiedenes Individuum ausgeben dürfen.

Diese Musterung der verschiedenen gesteinsbildenden Vorgänge wird die Möglichkeit dargelegt haben, aus diesen selbst die Gesteinsindividualität zu bestimmen. Wir gelangen allerdings so zu Individuen, deren Massenverhältnisse die verschiedensten Grössenstufen zeigen; neben mehrere Cubikmeilen grossen (eruptiven Massen) finden sich solche von den bescheidensten Dimensionen, so dass der spöttische Einwurf nicht unerwartet käme, dass es dieser Lehre zufolge Gesteinsindividuen gebe, welche der Petrograph in der Tasche nach Hause tragen könne. Ob es solche gibt, möge dahingestellt bleiben; wenn es aber dergleichen mit deutlich nachweisbarer Individualität geben sollte, so würde es doch gewiss richtiger sein, dem Naturbefunde zu folgen und die Individualität anzuerkennen, als nach irgend welchen Zweckmässigkeitsrücksichten das Naturproduct zu verkennen und unrichtig zu deuten. Auch die Gesteine müssen wir

nehmen wie sie sind und nicht, wie wir sie uns denken. Die grosse Massenentwicklung ist nur eine den Geologen bei Beobachtung des Baues der Erdkruste erwünschte Eigenschaft vieler derselben, woraus ein Recht, den übrigen die Gesteinsnatur überhaupt abzusprechen, schwerlich abzuleiten ist. Blicken wir in das Reich der organischen Individuen, bei welchen überdies der Grössenentwicklung durch die Rücksicht auf Erhaltung von Individuum und Art von der Natur ein Ziel gesetzt ist, so dürfte der Unterschied zwischen grösstem und kleinstem Organismus auch nicht geringer zu schätzen sein als der zwischen Gesteinsindividuen vorhandene.

Deshalb erscheint auch die Verleugnung der sogenannten Mineralgänge und Hohlraumausfüllungen als Gesteine ungerechtfertigt. Anorganische Naturproducte sind diese Mineralaggregate ja auch, und doch werden dieselben von der Geologie nicht als vollwertige Forschungsobjecte anerkannt und nur gewinnsüchtigem Interesse haben die nutzbaren unter ihnen die eingehende Untersuchung seitens des Bergbaues zu verdanken. Diese der Wissenschaft fremde Rücksicht führte dahin, dieselben oft in eine Kategorie (Erzlagerstätten) mit durch Gesteinsumwandlung entstandenen Mineralaggregaten, sowie mit anderen accessorischen Gesteinsbestandmassen zu vereinigen, welche ihre Unterscheidung gegenüber dem Hauptgestein substanzieller Verschiedenheit oder sonstigen Modificationen des Gesteinsbildungsvorganges verdanken; diese Zusammenstellung ist vom wissenschaftlichen Standpunkte aus gewiss zu verwerfen. Nach Abtrennung letztgenannter Massen bleiben als so missachtete Gesteinskörper solche übrig, welche von ähnlicher Entstehung wie anerkannte Gesteine sind, nämlich entweder deuterogen (z. B. Sandsteingänge nach J. S. Diller, Bull. Geol. Soc. Amer. I, 411 und Naumann's Descensionsgänge) oder, und zwar vorzugsweise, protogen durch Abscheidung aus Lösungen, wozu hier noch der Niederschlag aus Gasform tritt. Sehen wir nun ab von den zufälligen, durch Beengungen der oft regellos gestalteten und in eine grosse Zahl hintereinander gereihter, zuweilen nicht einmal deutlich mit einander verbundener Weitungen gegliederten Ablagerungsräume gegebenen Unterbrechungen des Bildungserzeugnisses, wie man ja z. B. auch bei sedimentären Schichtgesteinen die Unterbrechung durch ein aufragendes Riff für unwesentlich anerkennt, so wird man finden, dass die Massenentwicklung solcher „Ganggesteine“ sich in den meisten

Fällen mit derjenigen anderer Gesteine messen kann. Ueberhaupt dürften die kleinsten Gesteinsindividuen eher unter den deuterogenen Sedimentbildungen zu suchen sein.

Die geringe Massenentwicklung, welche viele Gesteinsindividuen z. B. aus der Stufe des untersten wie obersten Wellenkalkes besitzen, ist allerdings für den Geologen, der in ihnen die Bausteine der Erdkruste achtet, schmerzlich, denn es ist schwierig nachzuweisen, dass das angenommene Fehlen eines solchen Gesteinsindividuums eine empfindliche Lücke im Bau des Gebirges sein würde und dessen Bestand in Frage stellen könnte. In den Fällen, wo die Frage nach der Gesteinsindividualität nicht im Vordergrund steht, wird es sich deshalb empfehlen, ganze Gruppen von gleichartig gebildeten Gesteinsindividuen zu einer Collectiveinheit zusammenzufassen, für welche eine besondere und geeignete Bezeichnung (Gesteinsbruderschaft?) wünschenswert erscheint und hoffentlich auch gefunden wird. Es wäre dies ein Hilfsbegriff, unter dem nicht nur einander ähnliche und vergesellschaftete Schichtgesteine zusammengefasst werden können, sondern auch von den eruptiven Gesteinen einmal die wahrscheinlich vorhandene, aber nicht überall erkannte Mehrheit von zu einer einzigen mächtigen Decke vereinten Ergüssen, dann jedoch auch die vermuthlich, obwohl nicht direct nachweisbar zu einem Individuum zusammengehörigen Ausfüllungsmassen benachbarter parallel oder radialstrahlig geordneter Gangspalten.

Eine solche Collectiveinheit aufzustellen machen jedoch nicht allein Zweckmässigkeitsrücksichten räthlich, sondern erfordern in der That in gewissen Fällen die natürlichen Verhältnisse: nämlich da, wo zu derselben Zeit und in wesentlich demselben Gebiete verschiedenartige Bildungsvorgänge zusammengewaltet haben, und zwar in einer unten beschriebenen Weise.

Verschiedenartige Bildungsvorgänge können sich ja sehr wohl so mit einander verbinden, dass sie zusammen ein einheitliches Aggregat, eine Gesteinseinheit, liefern. Wenn z. B. in demselben Wasserbecken mechanische Ablagerung von vielleicht durch die Wellenthätigkeit aus organischen Hartgebilden aufbereitetem Kalkschlamm und zugleich Präcipitation von Kalkcarbonat [wie man sich die Kalksteine von der Mikrostructur des Wellenkalksteins entstanden denken kann[1])] oder aber gleichzeitig chemische Abscheidung des letzteren

[1]) **Dass marine Kalksteine auch durch chemische Ausscheidung (Präcipitation) entstehen können, muss jetzt um so mehr eingeräumt werden, nachdem exacte**

und Ablagerung thoniger Masse erfolgt, so ist bei Stetigkeit der combinirten Processe ihr Bündnis eben als ein besonderer Bildungsvorgang gegenüber den einfachen Processen und das Erzeugnis, im letztangegebenen Falle ein Mergel (ohne hiermit die protogene Bildung des Kalkcarbonats für alle Mergel behaupten zu wollen), gegenüber den von den einfachen Vorgängen gelieferten Ablagerungen (Thon und Kalkstein) ein gesondertes Gesteinsindividuum. Erleidet einer der verbündeten Bildungsvorgänge vorübergehende oder örtlich beschränkte, bald hier, bald da auftretende Ermattungen oder umgekehrt übermässige Verstärkungen oder sonstige Modificationen, so werden sich in dem stetiger Kraftentfaltung jener entsprechenden Individuum Mineralaggregate aussondern, welche den Gesteinen einfacher Bildungsart gleichen (accessorische Bestandmassen wie Thongallen, Mineralconcretionen); doch wird, da keiner der verbündeten Bildungsvorgänge vollständig aufhörte, auch das relativ „reinste" Product solcher Abänderung noch die Kennzeichen der übrigen mitwirkenden Vorgänge erkennen lassen. So zeigen sich z. B. auch die Cementkalkknollen der silurischen Thonschiefer Christianias bei ihrer concretionären Form gewöhnlich zugleich mit der ebenen Parallelstructur des Schiefers ausgestattet. Ein vollständiges Zurücktreten eines der verbündeten Bildungsvorgänge, das sich im angezogenen Falle in der Entstehung ganz reinen Kalksteins oder kalkfreien Thons zu erkennen geben müsste, würde letztere Ablagerungen als Individuen gegenüber dem durch die verbündeten Vorgänge entstandenen Mischgesteine kennzeichnen, wobei jedoch zu beachten ist, dass nicht jedes zufällig, etwa durch zwischenlagernde Partien abweichender Entstehung von anderen ähnlichen Gebilden getrennte Mineralaggregat (z. B. Concretion) ein Gestein darstellt, sondern die Summe aller (Concretionen) in dem ganzen Bildungsbereiche, soweit und so lange im angezogenen Falle z. B. Präcipitationsprocess stattgefunden hat, zusammengehört.

Untersuchungen gegenüber der älteren, aber noch in die neuesten Schriften berühmter Autoritäten übergegangenen Lehre von dem Kohlensäureüberschuss des Tiefseewassers, der eine Aufzehrung und keine Abscheidung des Kalkcarbonats bedingen würde, den alkalischen Charakter desselben (Reaction auf Lackmus) und des weiteren nachgewiesen haben, dass die Kohlensäuremenge des Meerwassers im allgemeinen nicht reiche, um die in ihm enthaltenen Carbonate der alkalischen Erden in Lösung zu erhalten; nur in der Nähe von reichlichen Kohlensäurequellen, wie grosse Thiercolonien solche vorstellen, sei jene im Ueberschuss vorhanden (Zeitschr. D. geol. Ges. XXXVIII, 326).

Nun finden wir aber in der Natur wirklich Gesteine, an deren Aufbau ausser den wahrscheinlich durch Bündnis verschiedener Bildungsvorgänge entstandenen Partien auch solche von ersichtlich einfacher Entstehungsart theilnehmen, aber beide durch allmähliche Uebergänge verbunden oder in einer Weise verknüpft, welche eine Zerlegung und Trennung der Gesammtmasse in Einzelindividuen unnatürlich erscheinen lässt; diese ist deshalb als ein von Natur gegebenes Collectivindividuum hinzunehmen. Als Beispiel führe ich die Stufe des mittleren Zechsteines in der Gegend von Osterode an. Diese etwa 100 Meter Mächtigkeit erreichende Stufe besteht wesentlich aus Anhydrit mit seinem Verwitterungsproducte Gips und aus Kalkstein; der erstere dürfte wohl zweifellos durch chemische Abscheidung entstanden sein, während dies vom Kalksteine in diesem Falle unwahrscheinlich ist; die beiden verschiedenen Substanzen sind nämlich nicht etwa in übereinstimmende Zonen geordnet, sondern der Anhydrit, bezüglich der Gips bildet von der Industrie aufgesuchte unförmige Massen (Stöcke), von welchen einzelne durch die ganze Stufe bis zu einer anscheinend durchgehends vorhandenen Kalksteindecke hindurchreichen; an anderen Stellen dagegen besteht die Stufe nur aus geschichtetem Kalkstein. Letzterer Umstand, nämlich die örtlich getrennte Entwicklung des Kalksteines, spricht für eine von der des Anhydrits abweichende Entstehungsart, wie denn auch sein Thongehalt, welcher sich besonders durch reichliche Rückstandsbildung bei der Verwitterung zu erkennen gibt, gegen die Bildung durch Präcipitation anzuführen ist. Dass beiderlei Ablagerungen sich stellenweis auch gar nicht beeinflusst haben, beweist einerseits das Vorkommen von Gipslinsen-freien, geschlossenen Schichtsystemen des Kalksteines, andererseits die mikroskopische Beobachtung ganz homogener grobstengeliger Anhydritpartien. Dabei lassen sich aber nirgends sichere Grenzen zwischen beiderlei Massen ziehen, sondern Kalkstein und Anhydrit sind so innig mit einander verknüpft und verschränkt, dass das Ganze als ein einziger geologischer Körper, eben als eine Collectiveinheit, bezeichnet werden muss.

Wir haben also auf geologischem Gebiete ähnliche Körper, wie solche die mit regelmässig wiederkehrendem Formtypus ausgestatteten Thiercolonien, wie Grapholithenstöcke und Schwämme, darstellen; ebenso wie diese, früher eben wegen ihrer Formen für Individuen gehaltenen Colonien stehen die geologischen Collectiveinheiten auch morphologisch einfachen Individuen nahe.

Die substanzielle Verschiedenheit entscheidet bei der Abgrenzung der Individuen nicht, wenn sich dieselbe nicht zugleich mit verschiedener Bildungsart deckt und ist auf dieselbe in vorstehenden Darlegungen auch nicht zu jenem Zwecke Bezug genommen, sondern im Gegentheil, z. B. bei Betrachtung der Salzlagerindividuen, darauf hingewiesen worden, dass sehr wohl in sich homogene Aggregate verschiedener Mineralarten zu einem einheitlichen Gesteine zusammentreten können. Da sich aber im allgemeinen substanzielle Verschiedenheiten mit solchen in den Bildungsverhältnissen decken werden, empfiehlt es sich, unter den vorher aufgestellten Hilfsbegriff der Collectiveinheiten, d. h. da, wo derselbe eben nur als solcher und nicht als von der Natur geboten für eine Gesteinsmehrheit gebraucht werden möchte, nur einander auch substanziell entsprechende Individuen zusammenzufassen. Denn eine substanzielle Verschiedenheit beweist in vielen Fällen, auch bei wahrscheinlich gleicher Bildungsart von beiderlei Mineralaggregaten, die getrennte Individualität beider mit grösserer Sicherheit, als wie dies morphologische (Schichtfuge) und histologische Kennzeichen zu thun vermögen. Den Beweis liefern uns die mit Thonschichten wechsellagernden, dünnen Kalksteinschichten (Seebach's „Glasplatten") der Nodosenstufe des norddeutschen Muschelkalks; von diesen fast ganz thonerdefreien, von den Thonschichten scharf abgesetzten Kalksteinen lässt sich eine von derjenigen der letzteren abweichende Entstehung nicht beweisen; sie können ebenso deuterogener Natur sein wie jene, nämlich aus Schlamm entstanden. Trotzdem leuchtet ein, dass die Bildungsperioden beider Mineralaggregate vollständig geschieden sein mussten und sich die Bildung des einen nicht unmittelbar an die des anderen anschliessen konnte. So haben wir in diesen Schichten ein System von Gesteinsindividuen, welche an sich von geringer Massenentwicklung noch nicht einmal aushilfsweise mit einem Schein von Recht (abgesehen von der Tektonik und historischen Geologie) zu einer Einheit zusammengefasst werden dürfen.

Wenn es gelungen ist, im Vorstehenden den Beweis zu führen, dass man die Gesteinsindividuen ganz ohne Berücksichtigung ihrer Function oder ihrer Massenentwicklung und ihrer substanziellen Verhältnisse, einfach als Erzeugnisse je eines abgeschlossenen Bildungsvorganges bestimmen kann — Gesteine sind nach der Einheit von Art, Raum und Zeit ihrer Entstehung als Individuen

abgrenzbare Mineralaggregate; zu einem Collectivindividuum lassen sich bezüglich Ablagerungszeit und -raum innig verknüpfte Aggregate von verschiedener Bildungsweise zusammenfassen und können als ein solches auch Gesellschaften einander verwandter Gesteine von ähnlichem Mineralbestande betrachtet werden — so wird damit wohl zugleich die Wichtigkeit auf's Neue erwiesen sein, welche die Erforschung der inneren Gliederung der Gesteine, der gegenseitigen Beziehungen der Gesteinsantlitze (Gesteinsfacies) für die Wissenschaft hat; kennen wir das Erzeugnis in allen seinen inneren und äusseren Verhältnissen, so werden wir daraus auch richtige Schlüsse auf seinen Bildungsvorgang und auf die geologische Dynamik überhaupt ziehen können.

Nun ist uns diese Forschung allerdings sehr erschwert, indem wir gerade die das wissenschaftliche Interesse am meisten erregenden eruptiven Gesteine, so grosse Massenentwicklung solche auch aufweisen mögen, als nur unvollkommen abgrenzbare Individuen hinnehmen müssen; Gleiches gilt von den schieferigen protogenen Gesteinen (Gneiss u. a.). Die meisten ihrer der Untersuchung gebotenen Vorkommen sind sogar nur als geringe Glieder ihrer Gesteinsindividuen zu schätzen. Wir befinden uns ihnen gegenüber also in ähnlicher, oft aber noch schwierigerer Lage, wie der Paläontolog, der aus einem erhaltenen Gliede Schlüsse auf den ganzen Organismus ziehen muss. Dieser Uebelstand fordert uns auf, bei allen wissenschaftlichen Theorien und ebenso in der Gesteinssystematik, soweit letztere nicht etwa nur elementaren Lehrzwecken dienen soll, von der Betrachtung derjenigen Gesteinsindividuen auszugehen, deren innere Gliederung wir ausser den sonstigen Beziehungen am besten kennen. Gesteinstheile und Gesteinsindividuen sind auch für die Systematik nicht gleichwertig; je mehr Theile von einem Gesteine erforscht, desto grössere Berücksichtigung verdient dasselbe seitens jener. Der Systematik sollen die in grösstem Umfange erforschten Gesteine zur Richtschnur dienen; dann dürfte es sich nicht mehr ereignen, dass mächtige Gesteinsindividuen, wie z. B. das Monte-Amiatagestein nach J. Fr. Williams oder der granitähnliche Prädacit von Christiania, sich nicht zwanglos dem anerkanntesten Systeme einpassen lassen.

XXVIII. Die chemische Constitution der Mineralwässer und die Vergleichung derselben.[1]

Ein Vortrag, gehalten in der Sitzung der III. Classe der ung. Akademie am 20. October 1890.

Von **Dr. Carl v. Than,** Präsidenten der III. Classe der ung. Akademie.

Bei der Analyse der Mineralwässer bestimmt der Chemiker unmittelbar durch die Versuche die Gesammtmenge der einzelnen Salzbestandtheile. Wenn Natrium, Magnesium, Sulphatrest und Chlor in einem Wasser vorkommen, so bestimmt man, wie gross die Gesammtmenge des Natrium, Magnesium, des Sulphatrestes und des Chlors in einem Kilogramm des Wassers ist. Mögen die befolgten Methoden noch so genau sein, so geben sie darüber gar keinen Aufschluss, welche Mengen des Natriums in der Form von Natriumchlorid und von Natriumsulphat oder bezüglich des Magnesiums in der Form von Magnesiumchlorid und Magnesiumsulphat im Wasser vorkommen. Obwohl wir also nur die Gesammtmenge der Salzbestandtheile, keineswegs aber die Mengen der einzelnen Salze kennen, sind die Chemiker auf Grund gewisser Hypothesen gewohnt, bei Zusammenstellung der Mineralwasseranalysen die Menge der einzelnen Salze anzugeben. Bei der gewohnten Art der Zusammenstellung haben die meisten Chemiker die Hypothese angenommen, dass in dem Mineralwasser die Bestandtheile sich zu solchen Salzen gruppiren, welche die geringste Löslichkeit besitzen. Obwohl man diesen Satz nicht als bewiesen angesehen hat, nahmen viele Analytiker dieselbe als Convention an. Der praktische Arzt ignorirte den Ursprung und den Wert dieser Convention, und war der Meinung, dass die in der Zusammenstellung der Analyse dargestellten Mengen der einzelnen Salze in dem Mineralwasser wirklich enthalten sind. Ein Theil der Fachmänner glaubte, dass die obige Hypothese eine Berechtigung hätte, die aber tiefer in den Gegenstand eingedrungen sind, waren überzeugt, dass sie nichts weiter als eine leere Convention bedeute,

---

[1]) Aus den Sitzungsber. der kgl. ungar. Akad. d. Wissensch. vom Verfasser mitgetheilt.

ja, sofern dieselbe mit vielen Thatsachen im Widerspruch war, hielten sie die Hypothese für irrthümlich. Meiner Auffassung nach hatte diese Gewohnheit sehr nachtheilige Folgen, 1. da ich das Festhalten an solchen Vorurtheilen für die Verbreitung des wahren Wissens für gefährlich erachte, 2. da dieselbe bei der Beurtheilung der Zusammensetzung der Mineralwässer und deren Verwendung in der Praxis viel Verwirrung verursacht hat. Die Unrichtigkeit dieser Gewohnheit ergibt sich hauptsächlich aus dem Umstande, dass zwei verschiedene Wässer mit einander genauer nicht zu vergleichen waren, und zwar vor allem deshalb nicht, weil die Zusammenstellungen nicht ein Ausdruck der Wahrheit waren und sogar auch als Convention einen sehr zweifelhaften Wert hatten. In vielen Fällen war bei diesem Verfahren von der Auffassung, ich möchte sagen dem Geschmacke, daher von der Willkür des Analytikers abhängig, wie er manche Bestandtheile zu Salzen combinirt, deshalb konnte dieselbe nicht einmal als Convention allgemein angenommen werden. Es ist nicht selten vorgekommen, dass bei ein und demselben Wasser, von zwei verschiedenen Chemikern, mit denselben analytischen Resultaten untersucht, zufolge der verschiedenen Auffassung die Zusammenstellung so ausgefallen ist, als hätten sie zwei verschiedene Wässer untersucht. Hieraus ist leicht verständlich, dass der praktische Arzt, der die Mineralwässer anwendet, gar nicht im Stande war, zwei Analysen mit einander genau zu vergleichen; eine solche Vergleichung konnte selbst dem geübten Fachchemiker auch nur nach langwierigen Umrechnungen gelingen. Um diesen Uebelständen abzuhelfen, habe ich schon im Jahre 1864 in der Wanderversammlung ungarischer Naturforscher und Aerzte in M.-Vásárhely für die Zusammenstellung der Mineralwasseranalysen ein neues Verfahren vorgeschlagen.[1]) Zweck dieses Vorschlages war einerseits die objective Darstellung der Wahrheit, und andererseits eine richtige Beurtheilung und Vergleichung der chemischen Zusammensetzung der verschiedenen Wässer zu ermöglichen.

Der Grundsatz, von welchem ich zu jener Zeit ausgegangen bin, war, dass wir nur dasjenige in diesen Zusammenstellungen zum Ausdruck bringen sollen, was die Versuche wirklich beweisen, wir dürfen also in diese nicht solche Behauptungen hineinschmuggeln,

[1]) Siehe auch C. von Than, Ueber die Zusammenstellung der Mineralwasseranalysen. Sitzungsber. der Wiener k. Akademie. 1865, Bd. LI.

die unwahr oder mindestens sehr zweifelhaft sind. Auf das oben angeführte Beispiel bezogen, habe ich im Interesse der Objectivität empfohlen, man solle angeben, wie viele Gramme Natrium, Magnesium und wie viel Schwefelsäurerest (SO_4), sowie Chlor in einem Kilogramm des Wassers enthalten sind. Nur soviel wird durch die Analyse unmittelbar bewiesen, denn die Mengen des Natriumchlorids, des Magnesiumchlorids, sowie die des Natriumsulphates oder des Magnesiumsulphates im Wasser sind wir nicht im Stande, experimentell zu bestimmen, daher dürfen wir auch die Mengen derselben in der Zusammenstellung nicht angeben. Thun wir dies nach der alten Gewohnheit, so verschleiern wir eigentlich die Klarheit der mühsam erworbenen Versuchsangaben durch unsichere Hypothesen. Wie die meisten Vorurtheile, hat sich auch diese Gewohnheit so tief eingewurzelt, dass, obwohl namentlich hierzulande einige meinen Vorschlag angenommen haben, im Grossen und Ganzen die alte Gewohnheit sich aufrecht erhalten hat. Obgleich mein Vorschlag vielseitig gebilligt wurde, hielt man denselben hauptsächlich deshalb nicht für annehmbar, weil der praktische Arzt weniger gut mit den Mengen des Natriums und Magnesiums umgehen kann, als mit den ihm geläufigeren Mengen des wohlbekannten Natriumchlorids und des Magnesiumsulphates. Das gebe ich allerdings zu; in der Wissenschaft kann aber nur die Wahrheit, nicht aber die Bequemlichkeit der Praxis maassgebend sein. Die Berechtigung meines vor 26 Jahren gemachten Vorschlages haben die neuesten grossen Errungenschaften der Wissenschaft glänzend und unzweifelhaft dargethan.

Zufolge des hohen Interesses und der grossen Wichtigkeit des Gegenstandes möge es mir gestattet sein, die Verkettung der einschlägigen Entdeckungen hier in der Kürze darzulegen. Indem ich das Wesen dieser Entdeckungen entwickle, glaube ich den Beweis führen zu können, dass mein Vorschlag heutzutage nicht blos eine zweckmässige Convention mehr ist, sondern dass derselbe ein Vorgehen darstellt, welches bei dem jetzigen Stande der Wissenschaft auch zur Darstellung der wahren Constitution der meisten Mineralwässer berechtigt und sogar unabweislich geworden ist.

Zum Ausgangspunkte dieser wissenschaftlichen Errungenschaften dienten die Versuche Pfeffer's im Jahre 1887. Er studirte von dem Standpunkte der Pflanzenphysiologie die Frage, welche Rolle die Zellenmembran bei dem gegenseitigen Austausche der in den Zellen

enthaltenen Salzlösungen und des aufgesogenen Grundwassers spielt. Im Verlaufe seiner Versuche hat er gefunden, dass man künstlich Membranen erzeugen könne, welche für Wasser leicht durchlässig sind, aber von den im Wasser gelösten Substanzen nicht die geringsten Spuren durchlassen. Eine derartige künstliche Membran entsteht dann, wenn man eine poröse Thonzelle, wie dieselben bei galvanischen Elementen im Gebrauche sind, mit einer verdünnten Lösung von Kupfersulphat voll füllt und dann in eine ebenfalls verdünnte Lösung von Blutlaugensalz stellt. Die von beiden Seiten eindringenden Salzlösungen treffen sich im Innern der porösen Thonmasse und erzeugen dort durch gegenseitige chemische Einwirkung einen unlöslichen Niederschlag von Kupferferrocyanid, in der Form einer zarten Membran. Die Rolle des Thongefässes besteht hier einfach darin, dass der feste Stoff derselben die zarte Membran gegen die auf sie zerstörend einwirkenden Druckkräfte erfolgreich schützt. Man kannte schon lange solche Membranen, welche die Flüssigkeiten und die in denselben gelösten Stoffe mit verschiedenen Geschwindigkeiten durchlassen. Man wusste aber nicht, dass es auch solche Membranen gibt, welche das Lösungsmittel leicht, aber die darin gelösten Stoffe überhaupt nicht durchlassen. Scheidewände von dieser Eigenthümlichkeit bezeichnet man mit dem Namen der „halbdurchlässigen (hemipermeabelen) Wände“. Füllt man ein halbdurchlässiges Gefäss mit der Lösung einer Substanz, z. B. des Rohrzuckers, ganz voll, verschliesst nun die Oeffnung desselben mit einem Stopfen, in welchem ein Manometer eingepasst ist, in der Weise, dass keine Luft im Gefässe zurückbleibt, und stellt das Gefäss jetzt in reines Wasser, so wird zufolge der Osmose Wasser in's Gefäss eindringen; dieses verdünnt etwas die darin enthaltene Lösung. In dem Gefässe mit starren Wänden entsteht dadurch nach und nach eine Zunahme des Druckes, welche sich auf Atmosphären steigern kann, bis sie ein Maximum erreicht, womit sich dann ein Gleichgewicht einstellt. Man misst diese Druckzunahme am Manometer, und nennt dieselbe den „osmotischen Druck“. Die Ursache dieser Druckzunahme schien anfänglich unerklärlich, denn man konnte es nicht recht verstehen, warum das eingedrungene Wasser bei dem steigenden Drucke aus dem Inneren durch die Gefässwände nicht wieder nach aussen hinausgedrängt wird, da ja die Wand für Wasser durchlässig ist. Zur Erklärung dieser Erscheinung hat Van t'Hoff die glückliche Hypothese

aufgestellt, dass die Ursache des osmotischen Druckes ähnlich derjenigen ist, welche den Druck der Gase veranlasst. Nach seiner Hypothese stellt man sich die Sache so vor, dass in verdünnten Lösungen die Theilchen der Flüssigkeit sowohl als auch die Theilchen der gelösten Substanz in fortschreitender Bewegung vorhanden sind, welche unausgesetzt an die Wandungen des Gefässes anprallen. Dieser Anprall der Theilchen erzeugt den Druck auf die Wände des Gefässes in derselben Weise, wie dies die kinetische Gastheorie bei den Gasen schon längst angenommen hat. Der Druck der Lösung besteht hiernach aus der Summe der Partialdrucke der Flüssigkeitstheilchen und derjenigen der gelösten Theilchen. Innerhalb der halbdurchlässigen Wand ist daher der Partialdruck des Wassers geringer, als der Druck des äusseren reinen Wassers; letzteres dringt daher so lange nach einwärts, bis der Partialdruck des Wassers im Inneren auch so gross sein wird wie Aussen. Ist dies erreicht, so werden in der Zeiteinheit von Innen nach Aussen ebenso viel Wassertheilchen die Wand durchdringen, wie in der umgekehrten Richtung, dann sind also das innere und das äussere Wasser mit einander im Gleichgewichte. Da aber die halbdurchlässige Wand nur das Wasser durchlässt, während die gelöste Substanz nicht durchgelassen wird, so muss im Inneren des Gefässes der Druck um den Betrag grösser sein, welcher von den Stössen der gelösten Theilchen herrührt. Dieser Drucküberschuss ist der osmotische Druck, in unserem Beispiele der osmotische Druck des Zuckers. Die Erscheinung des osmotischen Druckes ist nach dieser genialen Idee Van t'Hoff's ganz analog jener Erscheinung, welche man beobachtet, wenn man über eine mit Luft gefüllte poröse Thonzelle eine Glocke stülpt, welche Wasserstoffgas enthält. Hierbei dringen in der Zeiteinheit weniger Lufttheilchen nach Aussen, als Wasserstofftheilchen nach Innen. Zufolge dessen vermehrt sich der Druck im Inneren der geschlossenen Zelle, welchen man bei dem bekannten Vorlesungsversuch an dem plötzlichen Ansteigen des mit der Zelle verbundenen Wassermanometers in auffallender Weise beobachten kann. Bei diesem Versuche stellt sich das Gleichgewicht auch erst dann ein, wenn der Partialdruck des Wasserstoffs im Innern der Zelle gerade so gross geworden ist, wie jener des mit Luft gemischten Wasserstoffes in der Glocke.

Ist diese Hypothese van t'Hoff's richtig, so müssen die Gasgesetze von Boyle und Gay-Lussac auch für verdünnte Lösungen

giltig sein. Schon aus den Beobachtungsangaben von Pfeffer kann man ersehen, dass der osmotische Druck bei constanter Temperatur mit der Verdünnung der Lösung umgekehrt, bei derselben Verdünnung aber mit der absoluten Temperatur direct proportional ist. Da die Verdünnung der Lösung jenes Volumen bedeutet, in welchem die gelöste Substanz vertheilt ist, liefern diese Thatsachen den experimentellen Beweis, dass für verdünnte Lösungen die Gasgesetze ebenso giltig sind, wie für die Gase selbst, wenn man anstatt der Spannkraft der Gase den osmotischen Druck der gelösten Substanz in Betracht zieht. Van t'Hoff hat auf Grund des zweiten Hauptsatzes der mechanischen Wärmetheorie mit kluger Verwendung der sogenannten umkehrbaren Kreisprocesse, auch theoretisch begründet, dass die Gasgesetze für verdünnte Lösungen streng giltig sind. Er hat mit Hilfe desselben Satzes der mechanischen Wärmetheorie auch bewiesen, dass der numerische Wert der Spannkraft einer gegebenen Gasmenge genau derselbe ist, wie jener osmotische Druck, welchen dieselbe Gasmenge in einer Flüssigkeit gelöst hervorbringt, sofern das Volumen und die Temperatur der Lösung dieselben sind, wie jene des Gases im gasförmigen Zustande. Hieraus folgt, dass für verdünnte Lösungen, ausser den Ausdehnungsgesetzen der Gase, auch Avogadro's Gesetz Giltigkeit hat. Dies bedeutet aber so viel, dass der osmotische Druck des gelösten Zuckers gerade so gross ist, wie jener Druck wäre, welchen der im gasförmigen Zustande gedachte Zucker, in dem von der Zuckerlösung erfüllten Raume vertheilt, auf die Gefässwände ausüben würde.

Bekanntlich fasst man die Ausdehnungsgesetze der Gase in folgenden Ausdruck zusammen:

$$vp = RT \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad 1,$$

wo v das Volumen der Gewichtseinheit des Gases, p die Grösse der auf die Flächeneinheit entfallenden Druckkraft, T die absolute Temperatur, R eine von der Natur des Gases abhängige Constante bedeutet. Will man in diesen Ausdruck auch das Gesetz von Avogadro einbeziehen, so erreicht man dies am einfachsten, wenn man unter v statt des Volumens der Gewichtseinheit des Gases, das Volumen des Moleculargewichtes versteht. Nach dem Gesetze von Avogadro ist dieses Volumen unter demselben Drucke und bei derselben Temperatur für alle Gase gleich. Hieraus folgt, dass bei dieser Definition

von v die Constante $R = \frac{v_0 p_0}{T_0}$ für alle Gase gleich ist. Der Zahlenwert dieser Constanten ergibt sich, wenn man in der letzten Gleichung die Zahlenwerte substituirt, welche dem normalen Zustand der Gase entsprechen. Das Normalvolumen des Gramm-Molekulargewichtes der Gase ist[1]) $v_0 = 22.330$ Kubikcentimeter, die Druckkraft einer Atmosphäre, bezogen auf ein Quadratcentimeter, im Gravitationsmaass ausgedrückt $p_0 = 1033$ Gramm. Der Schmelzpunkt des Eises nach der absoluten Temperaturscala $T_0 = 273^0$. Hiernach ist der Zahlenwert der Constanten $R = 84522$ und die obige Gleichung wird

$$vp = 84522\ T \quad . \ . \ . \ . \ . \quad 2,$$

welche in dieser Form ausser den Ausdehnungsgesetzen von Boyle Gay-Lussac auch das Gesetz von Avogadro enthält. Diese Gleichung gilt für alle homogenen Gase und Dämpfe, wenn v das Gramm-Molecularvolumen im Gaszustande, p und T den Druck, respective die absolute Temperatur des Gases bedeuten. Dieselbe Gleichung ist nach den obigen Betrachtungen auch für verdünnte Lösungen giltig, wenn man unter v dasjenige Volumen der Lösung versteht, in welchem das Gramm-Moleculargewicht der gelösten Substanz enthalten ist, p aber den osmotischen Druck der gelösten Substanz bedeutet. Somit beträgt der osmotische Druck von 342 Gramm, d. i. von ein Gramm-Molekel Rohrzucker in 22.330 Kubikcentimeter Wasser gelöst bei 0° C. gerade eine Atmosphäre. Die Gleichung 2 kann man noch vereinfachen, wenn man die beiden Glieder derselben mit dem Wärmeäquivalent der Arbeitseinheit $A = {}^1/_{42300}$ [2]) multiplicirt. Da der Nenner dieses Bruches zufällig sehr nahe die Hälfte des Wertes von R beträgt, erhält man

$$Avp = 2\ T \quad . \ . \ . \ . \ . \ . \quad 3$$

Fasst man das Product aus dem Drucke in die Volumenänderung als eine Arbeitsgrösse auf, dann ist Avp das Wärmeäquivalent dieser Arbeit. Wenn also bei constantem Drucke und constanter Temperatur der von einem Gas erfüllte Raum, oder die Verdünnung einer Lösung sich um das Gramm-Molecularvolumen ändert, so beträgt das Wärme-

[1]) C. v. Than. Math.-naturwis. Berichte aus Ungarn. 1889, Bd. VI, pag. 164.
[2]) In Grammcentimetern ausgedrückt.

äquivalent der dabei in Betracht kommenden Arbeit 2 T Grammcalorien. Hierbei ist natürlich eine so grosse Gasmenge vorausgesetzt, dass gegen sie die Volumänderung verschwindet, und daher der Druck constant bleibt.

Nach diesen Betrachtungen kann man im Sinne des Gesetzes von Avogadro mit derselben Sicherheit wie bei den Gasen behaupten, dass im gleichen Volumen der verdünnten Lösungen von verschiedenen Substanzen, wenn die Lösungen gleichen osmotischen Druck und gleiche Temperatur haben, die Mengen der gelösten Substanzen den respectiven Moleculargewichten proportional sind. Auf Grund dieses Gesetzes kann man das Moleculargewicht des gelösten Körpers, auch wenn derselbe nicht flüchtig ist, gerade so bestimmen, wie dies bisher nur in dem Gas- oder Dampfzustande möglich war.

Man hat schon lange beobachtet, dass die Erniedrigung des Gefrierpunktes verdünnter Lösungen mit dem Gehalt an gelöster Substanz proportional zunimmt. Aus den zahlreichen Beobachtungen von Raoult ergab sich eine empirische Beziehung zwischen der Gefrierpunkterniedrigung und dem Moleculargewichte der gelösten Substanz. Diese besteht darin, dass die Gefrierpunkterniedrigung einer 0·1procentigen Lösung verschiedener Substanzen, multiplicirt mit dem Moleculargewicht der gelösten Stoffe, ein constantes Product gibt, vorausgesetzt, dass der betreffende Stoff beim Auflösen keine chemische Veränderung erlitten hat. Dieses constante Product hat man die moleculare Gefrierpunkterniedrigung oder kurz die moleculare Erniedrigung genannt. Mit Hilfe dieses Begriffes kann das Gesetz von Raoult in folgender Weise gefasst werden: „Die Molekularerniedrigung verschiedener Stoffe ist constant.“ Mit anderen Worten, löst man ein Grammmolecul der verschiedenen Stoffe in derselben Menge des Lösungsmittels auf, so erhält man Lösungen, deren Gefrierpunkterniedrigung gleich ist. Bezeichnet man daher mit M das Moleculargewicht eines Stoffes, mit P die 0·1 Procente an gelöster Substanz, und mit $\triangle$ die Gefrierpunkterniedrigung dieser Lösung, so ist die moleculare Gefrierpunkterniedrigung

$$t = \frac{M}{P} \triangle \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad 4.$$

Diese Grösse ist bei allen in Wasser unzersetzt löslichen Substanzen sehr annähernd $t = 1 \cdot 85$.

Van t'Hoff hat dieses empirische Gesetz mit dem osmotischen Gesetze verdünnter Lösungen in eine sehr folgenreiche Beziehung zu bringen gewusst, vermittelst eines sehr geistreich ersonnenen, umkehrbaren Kreisprocesses. Denken wir uns eine verdünnte Lösung in einem cylinderförmigen Gefässe mit halbdurchlässigen Wänden. Der Cylinder soll mit einem gut schliessenden, beweglichen Kolben versehen, in das Lösungsmittel hineingestellt sein, deren Temperatur ebenso wie die des ganzen Systems der Gefrierpunkt desselben Lösungsmittels sein soll. Diese absolute Temperatur wollen wir mit T bezeichnen. Uebt man jetzt auf den Kolben einen Druck aus, so lässt die Wand des Gefässes das Lösungsmittel austreten, während die gelöste Substanz im Gefässe zurückbleibt. Wir wollen auf diese Art jene Menge des Lösungsmittels aus dem Gefässe hinauspressen, in welcher gerade ein Grammmolecul der gelösten Substanz enthalten war. Ist die Menge der ganzen Lösung sehr gross, dann ist die Aenderung der Concentration eine verschwindende und man kann annehmen, dass der osmotische Druck während des Processes constant geblieben ist. Das Wärmeäquivalent der Arbeit, welche zum Hinauspressen der gedachten Menge des Lösungsmittels erfordert wird, beträgt nach 3 $Avp = 2\,T$. Enthält die Lösung P pro Mille des gelösten Körpers und ist das Moleculargewicht des letzteren M, so beträgt die Menge des hinausgepressten Lösungsmittels $\frac{1000\,M}{P}$. Lassen wir jetzt diese hinausgepresste Menge des Lösungsmittels gefrieren. Wenn die latente Schmelzwärme des Lösungsmittels H ist, so wird beim Gefrieren desselben die Wärmemenge $\frac{1000\,M.\,H}{P}$ frei. Wir kühlen nun sowohl die Lösung als auch das gefrorene Lösungsmittel um $\triangle^0$ ab, und bringen das letztere mit der ersteren in Berührung, wobei das gefrorene Lösungsmittel unter Aufnahme der vorher ausgeschiedenen Wärmemenge bei der constanten Temperatur $T - \triangle$ schmelzen wird. Endlich erwärmen wir das Ganze wieder um $\triangle^0$ Grade, so dass schliesslich die Temperatur wieder T sein soll.

In dieser Weise haben wir bei constantem Drucke und bei den constanten Temperaturen T und $T - \triangle$ einen umkehrbaren Kreis-

process ausgeführt, so dass man auf diesen den zweiten Hauptsatz der mechanischen Wärmetheorie anwenden kann. Wenn man das Wärmeäquivalent der bei einem umkehrbaren Kreisprocesse geleisteten Arbeit mit AL bezeichnet, so hat der eben erwähnte Satz die Form

$$AL = \frac{Q}{T}(T - T')$$

In unserem Falle ist aber $AL = Avp$, $Q = \frac{1000\,MH}{P}$, $T - T' = \triangle$.

Nach der Substitution hat man

$$Avp = \frac{1000\,MH}{P}\triangle \quad . \quad . \quad . \quad 5,$$

welche Gleichung die Beziehung des osmotischen Druckes (p) zur Gefrierpunkterniedrigung ($\triangle$) darstellt. Ist eine der beiden Grössen gegeben, so kann man daraus den Wert der anderen berechnen.

Nach Gleichung 3 ist $Avp = 2\,T$, nach 4 aber $\frac{M}{P}\triangle = t$, hieraus folgt

$$t = \frac{0{\cdot}002\,T^2}{H},$$

aus welcher die Beziehung zwischen der molecularen Erniedrigung (t) und der latenten Schmelzwärme des Lösungsmittels (H) zu ersehen ist. Die aus dieser Gleichung berechneten Werte sind vielfach mit den Angaben der Versuche verglichen, und in bester Uebereinstimmung gefunden worden, woraus sich ergibt, dass die in der Gleichung 5 theoretisch abgeleitete Beziehung zwischen den beiden Grössen eine richtige ist.

Mittelst eines ähnlichen Gedankenganges kann man bei verdünnten Lösungen den osmotischen Druck mit der Dampfdruckerniedrigung oder Siedepunkterhöhung der Lösungen in Beziehung bringen. Diese durch Versuche ebenso wie theoretisch streng begründeten Beziehungen können als vollgiltige Beweise dafür angesehen werden, dass die in der Gleichung

$$vp = RT$$

ausgedrückten Gasgesetze auch für verdünnte Lösungen giltig sind. Diese vollkommene Analogie hat Van t'Hoff abgeleitet. Man kann daher den Zusammenhang, welcher zwischen dem Moleculargewichte der gelösten Substanzen einerseits, dem osmotischen Drucke, ferner

der Temperatur und dem Volumen (Verdünnung) der verdünnten Lösungen andererseits besteht, billiger Weise als das Gesetz von Van t'Hoff bezeichnen. Zieht man aus verschiedenen Substanzen und derselben Flüssigkeit dargestellte Lösungen in Betracht, so kann man im Sinne des oben erwähnten Gesetzes behaupten, dass verschiedene Lösungen von solcher Verdünnung, deren Gefrierpunkterniedrigung oder Dampfdruckverminderung oder endlich deren Siedepunkterhöhung gleich ist, bei derselben Temperatur auch einen gleichen osmotischen Druck haben. Wir haben aber vorher gesehen, dass in gleichen Volumen solcher Lösungen, deren osmotischer Druck und deren Temperatur gleich ist, die Mengen der ohne chemische Aenderung gelösten Substanzen, den Moleculargewichten derselben proportional ist. Das Gesetz von Van t'Hoff begründet daher auch theoretisch das Verfahren, nach welchem man aus der Gefrierpunkterniedrigung oder der Dampfdruckverminderung verdünnter Lösungen das Molekulargewicht der gelösten Substanzen bestimmt, welches auf empirischer Grundlage Raoult vorgeschlagen hat.

Die unmittelbare Bestimmung des osmotischen Druckes ist mit vielen experimentellen Schwierigkeiten verbunden, während die übrigen der genannten Eigenschaften durch Versuche verhältnismässig leicht ermittelt werden können. Aus diesem Grunde hat man seit einigen Jahren nach den letzteren Verfahren die Moleculargewichte einer sehr grossen Anzahl von Substanzen bestimmt. Es hat sich aus diesen Bestimmungen ergeben, dass bei den meisten organischen Substanzen, die auf diese Art bestimmten Moleculargewichte mit jenen übereinstimmen, welche man auf chemischem Wege oder auf Grund des Gesetzes von Avogadro aus ihren Dampfdichten bestimmt hat.

Dem Gesetze von Van t'Hoff gehorchen allgemein und ohne Ausnahme alle jene Verbindungen, welche keine Elektrolyte sind. Es ist aber gleich Anfangs aufgefallen, dass die Lösungen der Salze, der Säuren und der Basen, also die Lösungen der Elektrolyte Ausnahmen bilden. Damit auch diese in das Gesetz einbezögen werden können, war es nothwendig, in die obige Gleichung einen Coëfficienten einzuführen, welchen Van t'Hoff mit i bezeichnet hat, so dass Anfangs die allgemeine Gleichung die Gestalt

$$vp = iRT$$

hatte, wo für Lösungen, welche die Elektricität nicht leiten, $i = 1$, für Elektrolyte dagegen der Wert von i zwischen 1 und 4 schwankte.

Aehnliche Ausnahmen von Avogadro's Gesetz hat man schon früher bei manchen Dämpfen beobachtet und hat diese „anomale Dämpfe" genannt. Solche waren z. B. die Dämpfe des Ammoniumchlorides, des Schwefelsäurehydrates, des Ammoniumcarbamates und des Phosphorpentachlorides u. m. A. Auf Grund der Versuche, die ich mit dem Dampfe des Ammoniumchlorides angestellt habe, hatte ich schon vor 26 Jahren entschieden ausgesprochen[1]), dass die Ursache der Abweichung der sogenannten anomalen Dämpfe in der vollständigen Dissociation derselben in ihre näheren Bestandtheile besteht, welche die zersetzende Wirkung der höheren Temperatur hervorbringt. Ausser dem unmittelbaren Ergebnisse meiner Versuche wurde diese Auffassung durch jene Thatsachen wesentlich unterstützt, wornach in jedem einzelnen Falle die Abweichung von dem normalen Molecularvolumen gerade so viel betragen hat, als der vollständigen Dissociation in die näheren Bestandtheile entspricht. So war das scheinbare Molecularvolumen des Ammoniumchlorides das Doppelte, das des Ammoniumcarbamates das Dreifache des normalen Molecularvolumens. Meiner Auffassung nach war die Ursache hiervon, dass das Ammoniumchlorid beim Erhitzen sich in zwei Gase, in die Salzsäure und in Ammoniak dissociirt, von welchen ein jedes je ein Molecularvolumen erfüllt, während das Ammoniumcarbamat in 1 Volumen Kohlendioxyd und 2 Volumen Ammoniak dissociirt wird. Mit dieser Erklärung sind die Ausnahmen von Avogadro's Gesetz verschwunden, und man hat dasselbe, da diese Auffassung auch durch anderweitige Thatsachen unterstützt worden ist, seither in der Chemie allgemein angenommen.

Nach einem ähnlichen Gedankengange ist es Arrhenius gelungen[2]), die Ursache zu erklären, weshalb die Elektrolyte scheinbare Ausnahmen von dem Van t'Hoff'schen Gesetze bilden. Zum Ausgangspunkte wählte er die Idee der partiellen Dissociation der Elektrolyte von Clausius und constatirte, wie schon früher Kohlrausch, dass die moleculare Leitfähigkeit der Elektrolyte mit der Verdünnung so lange zunimmt, bis sie ein Maximum erreicht. Dies

[1]) Am. tud. Akad. Közl. Bd. V, pag. 171 und Liebig's Ann. 1864, Bd. CXXXI, pag. 129.

[2]) Byhang till k. Svensk. Vet. Akad. Hand. 1884.

stellt sich bei solchen Verdünnungen ein, in welchen der Coëfficient i des Gesetzes von Van t'Hoff gerade eine einfache rationale Zahl, also 2, 3 oder 4 ist. Diese Zahlen entsprachen in jedem einzelnen Falle der Anzahl der Jonen. Hieraus hat Arrhenius folgerichtig geschlossen, dass bei solchen Verdünnungen die gelösten Elektrolyte nicht blos partiell, wie dies Clausius voraussetzte, sondern vollständig in ihre Jonen dissociirt sind, in derselben Weise wie auch die anomalen Dämpfe vollständig in ihre näheren Bestandtheile dissociirt sind. Diese Art der Dissociation hat er die „elektrolytische Dissociation" genannt. Wenn wir in dieser Weise statt dem Moleculargewichte der unzersetzt gedachten Elektrolyte die Gewichte der getrennten Jonen selbst als Moleculargewichte betrachten, so gibt es keine Ausnahmen mehr von dem Van t'Hoff'schen Gesetze, denn diese verschwinden aus demselben Grunde, wie bei den Dämpfen die Ausnahmen des Gesetzes von Avogadro verschwunden sind.

Die eben entwickelten Ideen sind in vollkommener Uebereinstimmung mit anderen wichtigen chemischen Eigenschaften der Körper, so z. B. mit deren sogenannten Reactionsgeschwindigkeiten. Unter Reactionsgeschwindigkeit versteht man das Verhältnis der bei einer chemischen Reaction umgewandelten Stoffmenge zu der Zeit, in welcher die Umwandlung stattgefunden hat. Die Untersuchungen von Arrhenius und die Messungen von Ostwald[1]) haben ganz bestimmt ergeben, dass die Reactionsgeschwindigkeit der molecularen Leitfähigkeit genau proportional ist. Die moleculare Leitfähigkeit ebenso wie die Reactionsgeschwindigkeit und der Grad der elektrolytischen Dissociation nehmen mit der Verdünnung genau nach demselben Gesetze zu. Endlich hat Ostwald durch messende Versuche auch die gesetzmässigen Beziehungen dieser Werte dargethan, deren Endergebnis ist, dass zu chemischen Reactionen nur solche Körper geeignet sind, die sich in dissociirtem Zustande befinden und dass der Grad der elektrolytischen Dissociation eine Maasszahl der Reactionsfähigkeit oder der chemischen Affinität des Körpers darstellt. Den gesetzmässigen Zusammenhang dieser Werte hat man nicht blos aus qualitativen, sondern aus einer so grossen Anzahl quantitativer Beobachtungen

[1]) Journ. f. pr. Chemie. 1884, 30, 93.

abgeleitet, und man hat dieselben mit Verwendung der Principien der Energetik auch theoretisch so fest begründet, dass die Richtigkeit dieser Gesetze nicht mehr bezweifelt werden kann.

Nach dem Ergebnisse dieser Untersuchungen sind die Elektrolyte, also die Salze, Säuren und Basen, je nach der chemischen Natur der einzelnen Verbindungen in mehr oder weniger dissociirtem Zustande in ihren wässerigen Lösungen enthalten. Der Grad der Dissociation ist in verhältnismässig concentrirten (3—4procentigen) Lösungen auch schon bedeutend, wenn sowohl das Metall, als auch der Säurerest sehr entschieden elektropositiv, respective elektronegativ ist. Bei Salzen, deren Bestandtheile einen weniger entschiedenen Charakter haben, ist der Grad der Dissociationen in concentrirteren Lösungen ein geringerer, nimmt aber nach Ostwald[1]) mit der Verdünnung nach der Gleichung

$$\frac{m^2}{(1-m)} = kv$$

zu, wo m den Grad der Dissociation, v die Verdünnung, k aber eine von der chemischen Natur des Körpers und der Temperatur abhängige Constante bedeutet; letztere nennt Ostwald die Affinitätsconstante.

Bei gehörig starker Verdünnung existirt sonach ein jedes Salz in elektrolytischem Sinne vollständig dissociirt, d. h. gänzlich in seinen Jonen getrennt in der wässerigen Lösung. Man darf diese Jonen mit den sogenannten Elementen oder einfachen Körpern nicht identificiren. Die ersteren sind, je nachdem das Jon ein Metall oder ein Säurerest ist, mit ungeheuren positiven, respective negativen elektrischen Ladungen versehen, während die gewöhnlichen Elemente in elektrischer Beziehung vollkommen neutral sind. Die Eigenschaften der getrennten Jonen müssen daher von jenen der gewöhnlichen Elemente gänzlich verschieden sein. Worin diese Verschiedenheit besteht, wissen wir noch in vieler Beziehung nicht, so viel scheint aber gewiss zu sein, dass ihre Reactionsfähigkeit bedeutend grösser ist als jene der gewöhnlichen Elemente, es ist sogar sehr wahrscheinlich, dass chemische Reactionen überhaupt, nur durch die Vermittlung solcher mit Elektricität geladenen Jonen vor sich gehen können. Zur Beleuchtung des Gesagten diene ein von Ostwald

[1]) Zeitschr. f. phys. Chemie. 1889, Bd. III,. pag. 170.

mit der Lösung von Kaliumchlorid ausgeführter Versuch. Man füllt zwei isolirte Glasschalen und einen /\-förmigen Heber mit Kaliumchloridlösung und verbindet die zwei Gefässe leitend mit dem Heber. Bringt man jetzt in die Nähe des einen Gefässes einén mit negativer Elektricität geladenen Körper, und hebt dann den Heber weg, so bleibt bekanntermassen der Inhalt des einen Gefässes positiv, der des anderen negativ, da durch Influenz in dem einen Gefässe mehr positiv geladene Kaliumionen, in dem anderen mehr negativ geladene Chlorionen sich anhäufen. So lange die Gefässe isolirt sind, zerlegt der Ueberschuss der Kaliumionen das Wasser nicht, besitzt also nicht die Eigenschaften des gewöhnlichen Kaliums, sobald man aber die Elektricität aus dem Gefässe ableitet, entsteht aus dem Jon das gewöhnliche Kalium und zugleich entwickelt sich Wasserstoff aus dem Wasser.

Die ganze Bedeutung der oben geschilderten Gesetze sowohl für die theoretische Chemie als auch für deren verschiedenartigsten Anwendungen kann man wegen der Neuheit des Gegenstandes vorläufig kaum gehörig würdigen. Es ist schon lange bekannt, dass die Säuren je nach ihrer Stärke die Inversion des Rohrzuckers mit entsprechender Geschwindigkeit veranlassen. Dieser Vorgang ist ein hydrolytischer Process, bei welchem der Zucker die Bestandtheile des Wassers, d. i. Wasserstoff und Hydroxyl aufnimmt. Eine ähnliche Einwirkung üben kleine Mengen der Säuren, Basen und der Salze auf die anderen Kohlenhydrate und auf die eiweissartigen Stoffe aus. Diese Wirkungen sind ganz ähnlich den Wirkungen der sogenannten zymotischen oder der chemischen Fermente, auf die Oxydation und im allgemeinen auf die Umsetzung sonst indifferenter organischer Verbindungen. Diese sind aber gerade jene wichtigen chemischen Vorgänge im thierischen und pflanzlichen Organismus, deren Detail und Mechanismus uns noch in so vielfacher Beziehung unverständlich ist. Bisher haben wir aus der Erfahrung einfach gewusst, dass das Vorhandensein einer gewissen Menge der Salze im Organismus erforderlich ist, damit die vitalen chemischen Vorgänge stattfinden können. Welche Rolle sie aber dabei spielen, davon hatten wir keine klaren Begriffe. Im Sinne der neuen Theorie wird diese Rolle in erster Linie den mächtigen elektrischen Ladungen der Jonen der Salze zuzuschreiben sein. In dieser Beleuchtung erschliessen sich grossartige Gebiete für die biologische Forschung, denn hiermit be-

ginnen wir die grosse Bedeutung der anorganischen Salze in dem Chemismus der Organismen zu ahnen. Auf Grund der entwickelten Gesetze wird man auch die Heilwirkungen der Mineralwässer auf den Organismus anders wie bisher auffassen, und es ist nicht unmöglich, dass man mit der Zeit den „Brunnengeist“ auf die elektrischen Ladungen der Jonen wird zurückführen können. Nach der neuen Auffassung erscheint übrigens auch die bedeutende Rolle des Wassers für den Organismus in anderer Beleuchtung, denn ausser dem empirischen „Corpora non agunt nisi fluida“ wissen wir heute, dass die Verdünnung durch Wasser eine der Hauptbedingungen der elektrolytischen Dissociation ist, welche seinerseits wieder eine nothwendige Bedingung davon darstellt, dass zwischen den gelösten Körpern überhaupt chemische Reactionen zu Stande kommen. Ueberlegt man, dass die Schichte von Protoplasma, welche die pflanzlichen und thierischen Zellen umhüllt, nach den Untersuchungen von De Vries, Donders und Hamburger ganz entschieden die Rolle der halbdurchlässigen Membran spielt, so sieht man ein, dass durch die osmotische Aufnahme des Wassers in die Zellen, in denselben ein höherer Grad der Dissociation der gelösten Salze zu Stande kommt. Hieraus folgt, dass die chemischen Reactionen innerhalb der Zelle durch Wasseraufnahme beschleunigt werden, und zwar ohne Verlust der im Zelleninhalt vorhandenen dissociirten Jonen. Andererseits werden concentrirtere Salzlösungen, wie z. B. die Soolen und manche Bitterwasser gerade die gegentheilige Wirkung ausüben, zufolge dessen die in den Zellen etwa zu hoch gesteigerten chemischen Processe herabgedrückt werden. Die angeführten Verhältnisse dürften als eine der Ursachen der Säftebewegung in den Organismen angesehen werden. Ueberlegt man schliesslich, dass diese Bewegung einer der wichtigsten Factoren des Stoffwechsels, daher der Energieerzeugung ist, so wird man nicht verkennen, dass der durch die neuen Gesetze errungene Standpunkt, solche Einblicke in die Thätigkeit des gesunden, namentlich aber in jene des kranken menschlichen Organismus gestattet, dessen wohlthätige Folgen im Augenblicke kaum zu ermessen sind.

Der Entwicklungsgang der oben kurz geschilderten Entdeckungen liefert der sogenannten praktischen Auffassung der Wissenschaften gegenüber einen neuen glänzenden Beweis dafür, dass gerade die für die Praxis wichtigsten Errungenschaften der Wissenschaft nahezu

ausnahmslos aus dem Studium der abstracten, dem Laien scheinbar ganz uninteressanten Fragen hervorgehen. Welches Interesse konnte für die Fernstehenden die von Van t'Hoff studirte Frage haben, ob die Anzahl der Molecule in gleichen Volumen der verdünnten Lösungen eine gleiche ist oder nicht? Für jene, welche die Aufgabe der Wissenschaft im sogenannten praktischen Sinne auffassen, war diese Frage jedenfalls sehr indifferent; aber ohne Lösung dieser Frage wäre es einfach unmöglich gewesen, die Existenz und das Wesen der elektrolytischen Dissociation zu erfassen. Damit wären aber auch jene Gesetze verborgen geblieben, mit Hilfe deren wir das Wesen der chemischen Affinität zu begreifen beginnen und die berufen sind, unsere Auffassung in chemischen Fragen und in allen Anwendungen derselben zum unvergleichlichen Vortheile der praktischen Thätigkeit vollständig umzugestalten.

Wenden wir nun die geschilderten Gesetze auf die Mineralwässer an, welche fast alle verdünnte Lösungen von Salzen sind. Nach den Ergebnissen der obigen Untersuchungen ist man berechtigt, namentlich bei den nicht allzu concentrirten Mineralwässern anzunehmen, dass in ihnen die Salze ganz oder grösstentheils in das metallische Jon und in das Jon des Säurerestes dissociirt sind. Dies sind aber gerade jene Bestandtheile, mit welchen man nach meinem Vorschlage die Zusammenstellung der Mineralwässer unabhängig von Hypothesen darstellen kann. Diese Art der Zusammenstellung ist heutzutage nicht mehr blos conventionell und zweckmässig, sondern vom Standpunkte der Wissenschaft aus auch nothwendig, denn nicht die Mengen der Salze, sondern die Mengen der dissociirten Jonen, also die nach meinem früheren Vorschlag erfolgende Zusammenstellung, drückt auch die wahre Constitution der Mineralwässer aus. — Obige Untersuchungen haben dargethan, dass in concentrirteren Salzlösungen je nach der Concentration ein kleinerer oder grösserer Bruchtheil der Salze nicht dissociirt ist, also unverändert als Salze in der Lösung enthalten ist. Dies findet namentlich für Salze von Metallen mit wenig ausgesprochenem positiven Charakter und für Salze der schwachen organischen Säuren statt, bezieht sich aber viel weniger auf die Salze derjenigen Metalle und Säuren, die einen entschieden chemischen Charakter haben und gerade in den Mineralwässern die

Hauptrolle spielen. Wegen der Neuheit der Frage und zufolge der Unvollständigkeit der hierher gehörigen Beobachtungen kann man ein definitives Urtheil über die Mineralwässer in dieser Beziehung noch nicht fällen. Es scheint aber sehr wahrscheinlich zu sein, dass in den concentrirteren Bitterwässern und vielleicht in manchen starken Säuerlingen ein verhältnismässig kleiner Theil der Bestandtheile auch in nicht dissociirtem Zustande enthalten ist. Die Bestimmung des nicht dissociirten Antheiles kann nur von den ferneren Fortschritten der Wissenschaft erwartet werden. Jene Frage aber, ob in einem Mineralwasser die Salze vollständig dissociirt sind oder nicht, lässt sich schon heute in ziemlich einfacher Weise durch den Versuch controliren, wenn man die Gefrierpunkterniedrigung des Mineralwassers δ nach den bekannten Methoden ermittelt. Vorausgesetzt, dass die Salze des Wassers vollständig dissociirt sind, so kann man die moleculare Gefrierpunkterniedrigung desselben folgendermassen berechnen. Bezeichnet man die absolute Menge der Jonen in einem Kilogramm Wasser, also die nach meinem Vorschlage zusammengestellten Mengen der Bestandtheile mit a_1, a_2, a_3 . . . u. s. w., die Atomgewichte der betreffenden Bestandtheile mit p_1, p_2, p_3 . . ., so stellt die Summe der Quotienten $\frac{a_1}{p_1}$ . . . die Anzahl i der Grammmolecule in 1000 Gramm Wasser dar. Es wird daher

$$\frac{a_1}{p_1} + \frac{a_2}{p_2} + \frac{a_3}{p_3} + \; . \; . \; . \; . \; . \; . \; . = i.$$

Da nach Raoult das Grammmoleculargewicht in 1000 Gramm Wasser gelöst 1·85° C. Erniedrigung hervorbringt, die Erniedrigung aber der Anzahl der Molecule proportional zunimmt, so wird die moleculare Erniedrigung des Mineralwassers den Wert $\frac{\delta}{i} = 1{\cdot}85$ ergeben, sofern die Salze vollständig dissociirt sind.

Gegenwärtig beschäftige ich mich nicht mit Mineralwasseranalysen, zur Controle der eben Gesagten habe ich daher eine künstlich zusammengesetzte Lösung solcher Salze verwendet, von welchen bekannt ist, dass sie sich leicht dissociiren. Diese Lösung ist durch Auflösung der hier folgenden Salzmengen zu einem Liter dargestellt worden:

Kaliumsulphat	1·0000 Gramm,
Kaliumjodid	0·3300 „
Kaliumbromid	0·1938 „
Natriumchlorid	7·2602 „
Summe der gelösten Theile .	8·7840 Gramm.

Die Concentration dieses künstlichen Wassers ist daher etwas grösser als diejenige des Heilbronner Haloïdwassers (6·14) und beiläufig halb so gross als jene von der älteren Csizer Quelle (17·85). Die Gefrierpunkterniedrigung dieser Lösung, sowie der fünffachen Verdünnung derselben wurde nach einer neuen Methode bestimmt. Die Methode ist genauer wie die bisher befolgten, sofern das Thermometer längere Zeit einen lange andauernden constanten Wert angibt, daher sicherer beobachtet werden kann, ausserdem kann bei diesem Verfahren auch die ausgeschiedene Menge des Eises genau berücksichtigt werden. Mit der concentrirteren Lösung wurden fünf, mit der verdünnteren drei Beobachtungen ausgeführt. Der mittlere Wert der beiden Beobachtungsreihen ergab folgende Resultate:

	$\frac{\delta}{i}$ beobachtet	$\frac{\delta}{i}$ berechnet
Bei der concentrirten Lösung .	1·760	1·85
Bei der verdünnten Lösung . .	1·819	1·85.

Die Abweichung der ersten beträgt 4·86 Procent, die der letzteren nur 1·67, woraus hervorgeht, dass in diesen Lösungen, namentlich aber in der verdünnteren, die Salze grösstentheils in dissociirtem Zustande enthalten sind. Die Uebereinstimmung wäre noch etwas günstiger, wenn man die Salze in ein Kilogramm Wasser gelöst hätte, wie dies bei den Versuchen von Raoult der Fall war. Dies kann auch als ein Beleg dafür angesehen werden, dass die oben skizzirte Auffassung der Constitution der Mineralwasser eine Berechtigung hat. Ich zweifle nicht daran, dass schon vielleicht in der nächsten Zukunft die Bestimmung der Gefrierpunkterniedrigung und noch mehr die Messung der elektrischen Leitfähigkeit, die besten Methoden abgeben werden, um einerseits den Grad der Dissociation der Mineralwässer zu ermitteln und damit die wirkliche Constitution derselben ausdrücken zu können, andererseits, um die Genauigkeit der Analysen, sowie die etwaigen Veränderungen der Wässer in bequemer Weise controliren zu können.

Da nach dem Vorhergehenden gehörig motivirt erscheint, dass man den chemischen Charakter und die Zusammensetzung der Mineralwässer nicht nur der Vergleichbarkeit wegen, sondern auch um die wahre Constitution derselben auszudrücken, nach dem von mir früher vorgeschlagenen Verfahren darstellen kann, erlaube ich mir, die nach diesem Verfahren zusammengestellten Analysen von 74 der bekanntesten Mineralwässer vorzulegen. Die Durchführung dieser Zusammenstellung habe ich vor etwa drei Jahren in der permanenten balneologischen Commission der k. ung. Gesellschaft der Aerzte zur wissenschaftlichen und praktischen Verwertung des Ergebnisses übernommen. Gerade in diesem Zeitraume entstanden die oben skizzirten Entdeckungen, wodurch diese Zusammenstellungen auch von anderen Gesichtspunkten aus ein erhöhtes wissenschaftliches Interesse erlangt haben.

Die Umrechnungen hat aus verlässlichen Analysen mit Hilfe einer Thomas'schen Rechenmaschine mein Assistent Herr Geiza v. Karlovszky unter meiner Aufsicht mit vieler Sorgfalt durchgeführt, dem ich hiermit für die mühsame und zeitraubende Mitwirkung meinen besten Dank ausspreche. Die 74 Mineralwässer stellen 43 der bekanntesten ungarischen und 31 ausländische Wässer dar, deren Auswahl auf mein Ersuchen Herr Prof. Friedrich v. Korányi getroffen hat.

Die Zusammenstellung geschah nach denselben Principien, die ich im Jahre 1864 entwickelt habe. Die einzige wesentliche Abweichung besteht darin, dass ich in den Wässern, die freie Kohlensäure enthalten, den Säurerest der Carbonate nicht auf den Rest der sogenannten normalen Carbonate $^1/_2\ CO_3$, sondern auf den Hydrocarbonatrest HCO_3 berechnete. Die seitherigen allgemeinen Fortschritte der organischen Chemie, sowie einzelne Specialuntersuchungen [1]) drängen uns immer mehr dazu, dass wir das Kohlensäurehydrat $HO.CO.OH$ als das erste Glied der homologen Milchsäurereihe auffassen. Nach dieser Auffassung hat das eine Hydroxyl eine alkoholische Natur, und die Kohlensäure selbst ist eine einbasische Säure, folgerichtig auch deren Säurerest $O.CO.OH$ einwertig ist. Dementsprechend ist überall nur jene Menge der Kohlensäure, welche den Bicarbonatrest $O.CO.OH$ überragt, als wirklich freies Kohlen-

[1]) Isidor Erdélyi, „Adatok a carbonátok constitutiojához". (Beiträge zur Constitution der Carbonate. Inauguraldissertation ung.) Budapest 1889.

dioxyd CO_2 in den Zusammenstellungen angeführt. Da nach dieser Auffassung die Kohlensäure eine einbasische Säure ist, wurde auch in den Aequivalentprocenten der Quotient der freien CO_2 durch Division mit 44 berechnet. Aus diesem Grunde weichen die gegenwärtigen Zusammenstellungen in nicht geringem Masse von den älteren hauptsächlich bei den Säuerlingen ab; ich halte aber diese Aenderung aus dem oben angeführten Grunde für motivirt.

Alle in Betracht gezogenen Mineralwässer habe ich auf Grund der Zahlenwerte der relativen Aequivalentprocente in die später charakterisirten neun Gruppen eingetheilt. In den einzelnen Gruppen sind jene Wässer zusammengefasst, deren chemischer Charakter am meisten ähnlich ist; in dieser Weise ist ihre Vergleichung aus chemischem Standpunkte sehr bequem. Die Eintheilung der Mineralwässer ist mit Schwierigkeiten verbunden, denn von verschiedenen chemischen Standpunkten aufgefasst, kann dasselbe Wasser in sehr verschiedene Gruppen eingetheilt werden. Die von mir befolgte Gruppirung hat auch keinen Anspruch darauf, dass man darnach alle Mineralwässer systematisch eintheilen könnte, denn nur im Interesse der chemischen Vergleichbarkeit und nur auf die betrachteten Wässer beschränkt, hat dieselbe einige Berechtigung. Ich zweifle aber nicht, dass das angedeutete Verfahren beim eingehenderen Studium zur allgemeineren Classification der Mineralwässer dienen kann.

Jede der neun Tabellen besteht aus zwei Theilen. Die linke Seite der Tabelle enthält in den verticalen Columnen in bekannter Weise die relative Anzahl der Aequivalente der einzelnen Bestandtheile in Procenten, und zwar so, dass die Summe der Aequivalentprocente der Metalle für sich = 100, und die Aequivalentprocente der Säurereste unter sich ebenfalls 100 Procent ausmachen. Die Aequivalentprocente der freien Kohlensäure sind in denselben Einheiten angegeben, sind aber in den Procenten der übrigen Säurereste nicht eingerechnet. Aus dieser Zusammenstellung kann man den chemischen Charakter des Mineralwassers in derselben Weise beurtheilen, wie aus der chemischen Formel den Charakter einer Verbindung. Der chemische Charakter verschiedener Wässer kann nur auf Grund dieser Zahlenangaben exact verglichen werden.[1] Diese

[1] Die in den chemischen Reactionen betheiligten Mengen werden nur durch die Anzahl der Aequivalente und nicht durch die absoluten Mengen der Bestandtheile richtig ausgedrückt. Die Anzahl der Aequivalente bedeutet in der Chemie

Zahlen drücken am richtigsten die relativen chemischen Mengen der Bestandtheile aus, geben aber durchaus keine Aufklärung über die absoluten Mengen derselben. Diese sind in den verticalen Columnen der Tabellen auf der rechten Seite angeführt, welche die in einem Kilogramm des Wassers enthaltene absolute Menge der Jonen in Grammen angibt. Diese Werte sind mit fünfstelligen Zahlen in den Tabellen dargestellt. Diese Columne gibt getreu die directen Ergebnisse der chemischen Analysen wieder, und zugleich die absoluten Mengen der in dem Wasser wirklich vorhandenen Bestandtheile. Diese Zahlen drücken daher eigentlich die wahre Zusammensetzung und die Constitution der Mineralwässer aus. Bei zwei Wässern von ähnlichem chemischen Charakter gibt die Vergleichung dieser Zahlen ganz exact den Unterschied der absoluten Menge der betreffenden Bestandtheile. Endlich soll noch bemerkt werden, dass die Summe der Bestandtheile sich auf alle gelösten Bestandtheile bezieht, die freie Kohlensäure und die aufgelösten Gase mit inbegriffen.

Die erwähnten neun Gruppen, in welche ich in den beigefügten Tabellen die 74 Mineralwässer eingetheilt habe, lassen sich in nachfolgender Weise charakterisiren. Beiläufig die Hälfte der Wässer ist sehr reich an Kohlensäure, diese sind also Säuerlinge. Vor Allem musste ich also das Kriterium feststellen, nach welchem man entscheiden kann, welche Wässer, die freie Kohlensäure enthalten, zu den Säuerlingen zu zählen sind. Da neben den Bicarbonaten der wesentlichste Bestandtheil der Säuerlinge die freie Kohlensäure ist, kann man darin übereinkommen, dass man als Säuerlinge jene Wässer ansieht, in welchen die Aequivalente der freien Kohlensäure mindestens die Hälfte der Aequivalente der Bicarbonate ausmachen und die absolute Menge derselben in einem Kilogramm des Wassers mindestens 1 Gramm oder mehr beträgt. Bei gewöhnlicher Temperatur sättigt ein Gramm Kohlendioxyd ein Kilogramm Wasser etwa zur Hälfte, aber in Gegenwart von Bicarbonaten hat das Wasser schon entschieden den prickelnden Geschmack der Säuer-

---

beinahe dasjenige, was der Gulden, Mark, Sterling etc. für den wirthschaftlichen Verkehr bedeuten. Wird einst dieser Begriff in der ärztlichen Praxis in verdienter Weise gewürdigt, dann wäre die Zusammensetzung der Mineralwässer am besten durch Angabe der absoluten Aequivalentwerte der einzelnen Bestandtheile (das Grammäquivalent in 1 Kilogramm Wasser) dargestellt.

linge. Die Säuerlinge habe ich nach ihren übrigen charakteristischen Bestandtheilen in fünf verschiedene Gruppen eingetheilt.

In dem Nachfolgenden werde ich zur übersichtlichen und abgekürzten Bezeichnung der Summen der Aequivalente ähnlicher Bestandtheile folgende Zeichen benützen.

Summe der Aequivalente der Alkalienmetalle

$$K + Na + Li + \ldots\ldots = M'.$$

Summe der Aequivalente der Erdmetalle

$$1/2\, Ca + 1/2\, Mg + 1/2\, Sr + 1/2\, Fe + 1/2\, Mn + \ldots = 1/2\, M''.$$

Summe der Aequivalente der Säurereste ausser jenem der Bicarbonate.

$$Cl + J + 1/2\, SO_4 + BO_2 + 1/3\, PO_4 + 1/2\, SiO_3 + \ldots = A.$$

I. Alkalische Säuerlinge.

Charakter: $HCO_3 > A$ und $M' > 1/2\, M''$.

Die Reihenfolge bestimmt die Abnahme der Alkaliäquivalente. Hierher gehören:

1. Szolyva, 2. Preblau, 3. Hársfalva, 4. Krondorf, 5. Giesshübl, 6. Parád-Csevicze, 7. Neuenahr.

Die zwei letzten bilden Uebergänge zu den erdigen Säuerlingen, Hársfalva und Neuenahr auch zu den Eisensäuerlingen, letzteres kann zufolge seiner Temperatur auch zu den eisenhaltigen Thermen gezählt werden. In dieser Gruppe stehen einander am nächsten Szolyva und Preblau; ersteres übertrifft das letztere sowohl an gelösten Substanzen als an absolutem Gehalt an freier Kohlensäure, und ist überhaupt einer der reinsten alkalischen Säuerlinge. Giesshübl und Parád-Czevicze sind dem chemischen Charakter nach sehr ähnlich, letzteres enthält aber auch Schwefelwasserstoff.

II. Erdige Säuerlinge.

Charakter: $HCO_3 > A$ und $1/2\, M'' > M'$.

Die Reihenfolge ist die Zunahme der Aequivalente der Erden, cet. par. die Zunahme der Eisenäquivalente.

1. Német-Keresztur (Deutsch-Kreutz), 2. Szinnye-Lipócz (Salvator), 3. Borszék, 4. Lubló, 5. Véghles, 6. Moha (Agnesquelle), 7. Parád (Clarisse), 8. Gleichenberg (Clausenquelle).

Lubló, Parád, Gleichenberg sind Uebergänge zu den Eisen- (und den salzigen) Säuerlingen. In dieser Gruppe sind am ähnlichsten Német-Keresztur und Szinnye-Lipócz, ersteres ist reicher an Alkali, letzteres ist aber eisenfrei und reicher an freier Kohlensäure. Im allgemeinen sind die in diese Gruppe gehörigen ungarischen Wässer ersten Ranges.

III. Eisensäuerlinge.

Charakter: $^1/_2\, Fe \geq 1$ die absolute Menge des Eisens mindestens $\geq 0{\cdot}02$ Gramm und $H\,CO_3 > A$.

Reihenfolge: Die Abnahme der $^1/_2\, Fe$-Aequivalente und die Zunahme von A.

1. Szliács (Josefsquelle), 2. Elöpatak, 3. Buziás (Josefsquelle), 4. Langenschwalbach, 5. Pyrmont, 6. Bártfa, 7. Rank-Herlein, 8. Visk-Várhegy.

Von diesen nähern sich Rank, Buziás und Visk-Várhegy den salzigen Säuerlingen. In dieser Gruppe ist die Josefsquelle von Szliács, des hohen Eisengehaltes wegen, ein Unicum, die relativen Aequivalente des Eisens betragen darin mehr als 25 Procent bei überaus reichem Kohlensäuregehalt. Elöpatak und Buzias übertreffen in Bezug auf den Eisengehalt Langenschwalbach und Pyrmont. Für Buzias sind die Chloride, für Pyrmont die Sulphate charakteristisch.

IV. Salzhaltige Säuerlinge.

Charakter: Ausser dem Charakter der Säuerlinge $Cl > {}^1/_2\, SO_4$, deren Summe mindestens 30 Procent beträgt, ausserdem $M' > {}^1/_2\, M''$.

Reihenfolge: Abnahme der Cl-Aequivalente.

1. Kissingen (Rákoczy), 2. Kissingen (Maxbrunnen), 3. Niederselters, 4. Luhatschowitz (Vincentquelle). 5. Luhatschowitz (Amandi), 6. Gleichenberg (Constantinquelle), 7. Szántó, 8. Tarcsa.

Den ersten vier Quellen ebenbürtige ungarische Wässer haben wir unter den in Betracht gezogenen nicht. Kissingen ähnelt am meisten die Quelle von Visk-Várhegy, unterscheidet sich aber davon hauptsächlich durch den Eisengehalt. Czigelka ähnelt Gleichenberg, die gelösten Stoffe betragen in der ersteren nahezu $2^1/_2$mal mehr. Tarcsa und Szántó neigen sich zu den sulphathaltigen Säuerlingen.

V. Sulphathaltige Säuerlinge.

Charakter: Ausser dem Charakter der Säuerlinge $^1/_2\, SO_4 > Cl$.

Reihenfolge: Abnahme der Sulphatäquivalente und der Alkaliäquivalente.

1. Franzensbad (Franzensquelle), 2. Franzensbad (Salzquelle), 3. Marienbad (Kreuzbrunnen), 4. Marienbad (Ferdinandsquelle), 5. Balaton - Füred, 6. Rohitsch (Tempelquelle), 7. Koritnicza (Franz-Josef).

Uebergänge zu den Bitterwässern: Koritnicza und Rohitsch.

Unter den betrachteten ungarischen Quellen besitzen wir keine, welche einen Vergleich mit den vier ersten bestehen könnte. Balaton-Füred ist denselben einigermassen ähnlich, aber ihr Alkaligehalt sowohl als ihr Chlorid- und Sulphatgehalt treten in den Hintergrund im Vergleich zu jenen, auch ist der Gehalt an gelösten Stoffen bedeutend geringer. Balaton-Füred ist am meisten Rohitsch ähnlich. Koritnicza übertrifft an Sulphaten alle, hat aber den Nachtheil, dass die Calciumäquivalente jene der Alkalien und des Magnesiums überragen; seines Eisengehaltes wegen könnte dieses Wasser auch als Eisensäuerling betrachtet werden, ebenso in geringerem Grade die Wässer unter 1 und 4.

VI. Alkalische Bicarbonatwässer.

Charakter: Wie jener der alkalischen Säuerlinge, also $HCO_3 > A$ und $M' > {}^1/_2\, M''$, die Aequivalente der freien Kohlensäure betragen aber weniger als die Hälfte der HCO_3-Aequivalente.

Reihenfolge: Abnahme der Alkaliäquivalente und der Bicarbonatäquivalente.

1. Bilin, 2. Vichy (Celest), 3. Vichy (Grandqu.), 4. Luhi (Margit), 5. Czigelka, 6. Bikszád, 7. Palics.

Vichy (Grandqu.) ist wegen ihrer hohen Temperatur eine alkalische Therme, Bikszád ein Uebergang zu den Haloïdwässern, Palics zu den Soolen. Unter diesen Quellen ist die Luhi-Margitquelle die reinste, nahezu typische, ihr Gehalt an freier Kohlensäure ist bedeutend geringer als jener der ausländischen. Bikszád erinnert einigermassen an Kissingen, aber der Gehalt an Kohlensäure ist gering, die Sulphate fehlen.

VII. Bitterwässer.

Charakter: Die Sulphatäquivalente $^1/_2\ SO_4$ überwiegen bedeutend jene der Summe der anderen Säurereste, $H\,CO_3$ sehr wenig. Die Summe der absoluten Menge der gelösten Stoffe sehr gross.

Reihenfolge: Abnahme der Sulphatäquivalente und Abnahme der $Na + Mg$-Aequivalente.

1. Budapest (Hunyadi János), 2. Budapest (Franz Josef), 3. Püllna, 4. Budapest (Deák Ferencz), 5. Saidschütz, 6. Budapest (Rákoczy), 7. Alsó-Alap, 8. Friedrichshall.

Die beiden letzten bilden Uebergänge zu den salzigen Wässern. Die Budapester sind sowohl wegen der Menge der gelösten Stoffe. als auch wegen der relativen Menge der Bestandtheile unübertrefflich. Saidschütz zeichnet sich durch einen relativ hohen Gehalt an Magnesium aus.

VIII. Haloïdwässer.

Charakter: Die Chloräquivalente überwiegen bedeutend jene der übrigen Säurereste, das Aequivalent des Natriums die der Summe der übrigen Metalle, $J + Br$-Aequivalente $\geq 0{\cdot}2$ Procente.

Reihenfolge: Abnahme der Summe der J und Br-Aequivalente.

1. Heilbrunn, 2. Csiz (neue Quelle), 3. Hall, 4. Csiz (alte Quelle), 5. Kreuznach, 6. Szobráncz.

Szobráncz ist ein Uebergang zu den salzigen Schwefelquellen, die vier ersten sind der Reihenfolge nach wertvolle Quellen.

IX. Thermalquellen.

Charakter: Temperatur höher als 24° C., die Summe der gelösten Theile gering.

Die in Betracht gezogenen Quellen kann man in fünf kleinere Gruppen eintheilen.

a) Alkalische und salzige Thermen.

1. Ems (Kesselbrunnen), 2. Ems (Felsquelle), 3. Lippik.

b) Alkalische und Sulphatthermen.

1. Karlsbad (Schlossbrunnen), 2. Karlsbad (Mühlbrunnen).

Wir haben keine Thermen, die mit Ems oder Karlsbad von gleichem Range wären. Lippik steht zwischen den beiden Arten, ist jodhaltig, aber die Menge der gelösten Stoffe ist viel geringer.

c) Eisenthermen $^1/_2$ *Fe*-Aequivalente $\geqq$ 0·5 Procent.

1. Vichnye, 2. Szliács (Spiegelquelle).

Diesen beiden ausgezeichneten Thermen ist bezüglich des Eisengehaltes Neuenahr zu vergleichen, diese ist aber zugleich ein alkalischer Säuerling.

d) Schwefelthermen äquivalente Summe des Sulphidschwefels $\geqq$ 0·2 Procent.

1. Pöstyén, 2. Harkány, 3. Budapest (Stadtwäldchen), 4. Budapest (Margaretheninsel), 5. Hercules (Szaparyquelle), 6. Hercules (Lajosquelle).

Die vier ersten sind ihrer Temperatur und der schwefelhaltigen Verbindungen wegen hervorragend. In den drei letzten fehlen die Bicarbonate, sie sind aber sehr reich an Chloriden. Mit diesen Quellen sind die in Betracht gezogenen ausländischen kaum zu vergleichen.

e) Gemischte Thermen.

1. Herkulesquelle, 2. Stubnya.

Zur Erläuterung des Gebrauches der beigefügten tabellarischen Zusammenstellung mögen als Beispiele die eingehendere Vergleichung der Quellen von Szolyva und Giesshübl einerseits, ferner der Szliácser und Langenschwalbacher andererseits dienen. Diese vier Quellen enthalten alle viel freie Kohlensäure, deren absolute Menge mehr als 2 Gramm beträgt und deren Aequivalentprocente grösser sind als die der Bicarbonate. Daher sind alle vier Säuerlinge, und zwar sind Szolyva und Giesshübl alkalische Säuerlinge (I. Gruppe), da die Aequivalente der Bicarbonate sowohl als die der Alkalimetalle die übrigen Aequivalente stark überragen. Szliács (Josefquelle) und Langenschwalbach gehören des hohen Eisengehaltes wegen (25·45 und 3·31 Aequivalentprocente) zu den Eisensäuerlingen (III. Gruppe).

Vergleichen wir jetzt Szolyva und Giesshübl näher. Dem chemischen Charakter nach sind beide reine Bicarbonatquellen, da abgerundet

	Szolyva	Giesshübl
HCO_3-Aequivalentprocente . .	94 Procent	97 Procent

Beide sind alkalische Bicarbonatquellen, denn:

	Szolyva	Giesshübl
Aequivalentproc. der Alkalimetalle M'-Proc. . .	94 Proc.	68 Proc.
„ „ Erdmetalle $^1/_2$ M''-Proc. .	5·5 „	31 „
„ des Eisens $^1/_2$ Fe-Proc. . . .	0 „	0·2 „

Das Szolyvaer Wasser ist daher rein alkalisch, beinahe eisenfrei, während Giesshübl sich zu den erdigen Säuerlingen hinüberneigt und etwas eisenhaltig ist.

Vergleicht man den absoluten Gehalt beider Quellen, so sieht man, dass abgerundet enthält:

	Szolyva	Giesshübl
Summe der gelösten Stoffe . . .	12·00	4·60
Natrium	2·50	0·36
Calcium und Magnesium . . .	0·11	0·14
Bicarbonatrest	6·60	1·60
Freie Kohlensäure	2·50	2·30.

Das Szolyvaer Wasser ist daher beinahe dreimal so concentrirt, als das Giesshübler. Beim Geniessen der gleichen Wassermengen führt man mit dem ersteren nahezu siebenmal soviel Natrium und etwa viermal soviel Bicarbonatrest dem Organismus zu, während die Mengen der Erden und der freien Kohlensäure nahezu in beiden gleich ist. Das Szolyvaer Wasser ist daher wirksamer als Heilquelle, während Giesshübl mehr zum Genusse geeignet ist.

Betreffend die beiden Eisensäuerlinge ergibt sich, da

	Szliács	Langenschwalbach
HCO_3-Aequivalentprocent . . .	94·5 Procent	98·5 Procent

enthält, dass beide reine Bicarbonatquellen sind, die Szliácser enthält auch einigermassen in Betracht kommende Sulphatmengen (etwa 5 Aequivalentprocente).

Beide sind erdige Eisensäuerlinge, denn:

	Szliács	Langenschw.
Aequivalentproc. der Alkalimetalle M'-Proc. .	9·6 Proc.	16·5 Proc.
„ „ Erdmetalle $^1/_2\,M''$ „ .	64·6 „	79·7 „
„ des Eisens und Mangans . .	26·3 „	3·8 „

Der relative Eisengehalt der Szliácser Quelle ist beinahe siebenmal so hoch als von Langenschwalbach, und überhaupt beträgt ihr relativer Eisengehalt mehr als ein Viertel der übrigen Aequivalente, welcher in keinem anderen ähnlichen Wasser angetroffen wird.

Der absolute Gehalt beider Wässer ist abgerundet:

	Szliács	Langenschwalb.
Summe der gelösten Bestandtheile .	2·79	4·46
Alkalimetalle	0·014	0·094
Erdmetalle (zusammen)	0·076	0·272
Eisen und Mangan.	0·046	0·023
Bicarbonatrest (HCO_3)	0·367	1·312
Freie Kohlensäure (CO_2).	2·16	2·71.

Die Concentration von Szliács beträgt etwas mehr als die Hälfte der Concentration von Langenschwalbach. Der absolute Alkaligehalt von Langenschwalbach ist beinahe siebenmal so gross, dieselbe enthält aber an Erdmetallen und Bicarbonatrest viermal so viel als Szliács. Der Gehalt an freier Kohlensäure ist nicht sehr verschieden.

Da in der Szliácser Quelle der absolute Eisengehalt bei halber Concentration der zweifache von Langenschwalbach ist, übertrifft die erstere die letztere in dieser Beziehung, und kann dieser Eigenthümlichkeit wegen als Unicum unter den Eisensäuerlingen angesehen werden.

I. Alkalische Säuerlinge.

Der chemische Charakter der Wässer ausgedrückt in Aequivalent-Procenten der Bestandtheile.

Charakter: $HCO_3 > A$ und $M' > M''$.

Reihenfolge: Abnahme der Alkali-Aequivalente.

		Szolyva	Preblau	Hársfalva	Krondorf	Giesshübl	Parád, Csevicze	Neuenahr, grosser Sprudel
100	Na	94·0	85·7	87·3	73·39	60·5	63·9	58·6
100	K	—	2·8	0·1	—	7·6	3·2	2·0
100	Li	0·2	—	—	0·08	0·7	—	0·04
100	$^1/_2 Ca$	4·8	8·9	10·2	15·80	18·2	21·1	14·4
100	$^1/_2 Sr$	0·1	—	0·3	—	0·1	—	—
100	$^1/_2 Mg$	0·8	2·6	1·3	9·70	12·7	11·5	23·4
100	$^1/_2 Fe$	0·01	0·1	0·8	0·49	0·2	0·1	1·6
100	$^1/_2 Mn$	—	—	—	0·03	0·1	0·2	—
100	$^1/_3 Al$	0·2	—	0·04	0·51	—	0·1	—
100	Cl	3·7	4·2	2·3	—	1·6	0·8	5·3
100	$^1/_2 SO_4$	—	2·2	0·4	—	1·5	2·7	5·4
100	$^1/_2 B_4O_7$ [1]	1·8	—	3·9	—	—	—	—
100	$^1/_3 PO_4$	0·2	—	0·04	0·51	—	—	—
100	HCO_3	94·4	93·6	93·3	99·49	97·0	96·5	89·3
	CO_2	50·8	71·3	62·9	89·34	204·8	154·4	76·4
	$^1/_2 SiO_3$ [2]	—	—	—	—	—	1·2	—
	H_2S	—	—	—	—	—	2·6	—

	Szolyva	Preblau	Hársfalva	Krondorf	Giesshübl	Parád, Csevice	Neuenahr

[1]) Ist in der ursprünglichen Analyse als Pyroborsäure angeführt.

[2]) Nur bedeutendere Mengen des Silicatrestes sind in den Aequivalent-Procenten berücksichtigt worden. Erheblichere Mengen freier Kieselsäure in den Säuerlingen sind bei der freien CO_2 angeführt, geringe Mengen wurden in den Aequivalenten-Tafeln einfach weggelassen.

I. Alkalische Säuerlinge.

Absolute Zusammensetzung der Wässer.

Gramme der Bestandtheile in einem Kilogramm Wasser.

	Szolyva	Preblau	Hárs-falva	Kron-dorf	Giess-hübl	Parád, Csevicze	Neuenahr, grosser Sprudel
Na	2·4644	0·9993	0·7365	0·6530	0·3658	0·4887	0·3942
K	—	0·0544	0·0014	—	0·0777	0·0421	0·0233
Li	0·0019	—	—	0·0002	0·0012	—	0·0001
Ca	0·1084	0·0900	0·0748	0·1222	0·0955	0·1401	0·0840
Sr	0·0052	—	0·0043	—	0·0014	—	—
Mg	0·0103	0·0156	0·0055	0·0450	0·0400	0·0457	0·0828
Fe	0·0002	0·0014	0·0080	0·0053	0·0013	0·0008	0·0133
Mn	—	—	—	0·0003	0·0005	0·0018	—
Al	0·0016	0·0040	0·0001	0·0018	0·0029	0·0003	—
Cl	0·1476	0·0755	0·0299	—	0·0144	0·0100	0·0550
SO_4	—	0·0545	0·0072	—	0·0188	0·0450	0·0761
B_4O_7	0·1584	—	0·1114	—	—	—	—
PO_4	0·0028	—	0·0004	0·0062	—	—	—
SiO_3	0·0205	0·0262	0·0097	0·0650	0·0594	0·0123	0·0243
H_2S	—	—	—	—	—	0·0149	—
Organische Substanz	—	0·0290	—	—	0·0020	0·0085	—
HCO_3	6·5655	2·8928	2·0879	2·3478	1·5541	1·9551	1·5931
CO_2	2·5491	1·5908	1·0145	1·5207	2·3679	2·2594	0·9828
Summe	12·0359	5·8335	4·0916	4·7675	4·6029	5·0247	3·3290
Temperatur	8·2°	10°	8°	—	7·7°	10—13°	40°
Name d. Analytikers	Molnár 1860	Mitteregger 1871	Molnár 1860	— —	Kratschmer 1877	Felletár 1860	Mohr 1861

II. Erdige Säuerlinge.

Der chemische Charakter der Wässer ausgedrückt in Aequivalent-Procenten der Bestandtheile.

Charakter: $HCO_3 > A$ und $^1/_2 M'' > M'$.

Reihenfolge: Zunahme der Aequivalenten der Erdmetalle.

		Német-Keresztúr	Szinye-Lipócz	Borszék	Lubló	Véghles	Moha	Parád Clarisse	Gleichenberg Klausenquelle
100	Na	42·94	22·7	19·0	17·9	10·63	3·1	11·8	34·6
	K	1·62	1·9	2·0	0·5	2·01	0·5	0·8	6·0
	Li	0·01	0·7	0·1	—	0·03	0·6	2·1	—
	H_4N	0·15	—	—	—	—	0·1	—	—
	$^1/_2 Ca$	39·95	46·6	46·8	33·6	49·10	71·7	66·6	35·5
	$^1/_2 Mg$	14·89	28·0	31·9	46·0	36·46	23·6	14·5	10·5
	$^1/_2 Sr$	0·05	—	—	0·2	0·09	—	—	—
	$^1/_2 Fe$	0·36	—	0·2	1·3	1·56	0·3	4·2	13·5
	$^1/_2 Mn$	0·04	—	—	—	0·01	0·03	—	—
100	Cl	4·94	6·6	3·0	0·4	0·36	0·3	0·5	0·3
	Br	0·01	0·02	—	—	—	—	—	—
	J	Spuren	0·004	—	—	—	—	—	—
	$^1/_2 SO_4$	4·85	6·6	0·2	1·8	1·05	0·9	3·5	17·5
	BO_2	—	3·3	—	—	—	0·2	—	—
	$^1/_3 PO_4$	0·03	—	—	—	0·14	—	0·1	3·9
	$^1/_2 SiO_3$	—	—	—	—	—	—	—	—
	HCO_3	90·17	83·5	96·9	97·8	98·46	98·6	95·8	78·3
	CO_2	113·25	119·4	92·1	173·4	280·12	153·4	293·2	3185·6

	Német Keresztúr	Szinye-Lipócz	Borszék	Lubló	Véghles	Moha	Parád Clarisse	Gleichenberg

II. Erdige Säuerlinge.

Absolute Zusammensetzung der Wässer.

Gramme der Bestandtheile in einem Kilogramm Wasser.

	Német-Keresztúr	Szinye-Lipócz	Borszék	Lubló	Véghles	Moha	Parád Clarisse	Gleichenberg Klausenquelle
Na . . .	0·3310	0·2341	0·2496	0·1323	0·0452	0·0244	0·0102	0·0106
K	0·0211	0·0335	0·0148	0·0065	0·0151	0·0073	0·0049	0·0031
Li . . .	0·00002	0·0023	0·0004	—	0 00004	0·0014	0·0022	—
H_4N . . .	0·0009	—	—	—	—	0·0009	—	—
Ca . . .	0·2678	0·4184	0·5342	0·2152	0·1815	0·4943	0·1981	0·0094
Mg . . .	0·0599	0·1508	0·2186	0·1769	0·0809	0·0976	0·0259	0·0017
Sr . . .	0·0007	—	—	0·0030	0 0007	—	—	Spuren
Fe . . .	0·0033	—	0·0035	0·0166	0·0081	0·0029	0·0176	0·0050
Mn . . .	0·0004	—	—	—	0·0002	0·0004	—	—
Al . . .	—	0·0084	—	—	0·0010	—	—	0·0004
Cl . . .	0·0586	0·1055	0·0608	0·0051	0·0023	0·0036	0·0029	0·0001
Br . . .	0·0002	0·0007	—	—	—	—	—	—
J	Spuren	0·0002	—	—	—	—	—	—
SO_4 . . .	0·0780	0·1413	0·0039	0·0271	0·0093	0·0155	0·0253	0·0112
BO_3 . . .	—	0·0631	—	—	—	0·0023	—	—
PO_4 . . .	0·0003	—	—	—	0·0008	0·0001	0·0013	0·0016
SiO_2 . .	0·0612	0 0334	0·0720	—	—	0·0665	0·0493	0·0712
H_2SiO_3 [1])	—	—	—	0·0979	0·0977	—	—	—
TiO_2 . .	—	—	—	—	—	0·0011	—	—
Org. Subst.	—	—	—	—	—	0·0240	—	—
HCO_3 . .	1·8432	2·2847	3·3735	1·9123	1 1101	2·0719	0·8700	0·0634
CO_2 . . .	1·6698	2·3557	2·3140	2·4889	2·2781	2·3251	1·9227	1·8597
Summe . .	4·3964	5·8321	6·8753	5·0818	3·8310	5·1393	3·1604	2·0374
Temperatur	12·25°	12·5°	7·5°	—	11·6°	11·2°	4·5°	9·75°
Name des Analytikers	Fresenius 1873	Balló 1882	Than Károly 1875	Lengyel Béla 1885	Lengyel Béla 1887	Lengyel Béla 1880	Lengyel Béla 1883	Gottlieb 1866

[1]) In der ursprünglichen Analyse als freies Kieselsäurehydrat angegeben.

III. Eisensäuerlinge.

Der chemische Charakter der Wässer ausgedrückt in Aequivalent-Procenten der Bestandtheile.

Charakter: $^1/_2 Fe \geq 1$; die absolute Menge des Eisens mindestens $\geq 0{\cdot}02$ und $HCO_3 > A$.

Reihenfolge: Abnahme der *Fe*-Aequivalente-Zunahme von *A*.

		Szliács Josefsquelle	Elöpatak	Buziás Josefsquelle	Langenschwalbach	Pyrmont	Bártfa	Rank-Herlein	Visk-Várhegy
100	Na	5·84	28·27	21·94	16·06	8·36	80·41	71·87	78·26
	K	1·84	0·43	1·76	0·40	0·48	1·33	0·99	15·83
	Li	1·88	—	—	—	0·06	1·14	0·51	—
	NH_4	—	—	—	—	0·10	—	—	—
	$^1/_2 Ca$	50·23	42·17	46·05	36·40	66·06	11·47	21·28	4·30
	$^1/_2 Sr$	0·33	—	—	—	0·10	0·002	—	—
	$^1/_2 Ba$	—	—	—	—	0·01	—	—	—
	$^1/_2 Mg$	13·95	21·10	25·17	43·31	22·21	4·37	3·27	0·20
	$^1/_2 Fe$	25·45	8·04	5·08	3·31	2·43	0·96	1·68	1·41
	$^1/_2 Mn$	0·84	—	—	0·52	0·20	—	0·15	—
	$^1/_3 Al$	—	—	—	—	—	0·28	0·25	—
100	Cl	0·60	2·18	39·38	0·68	7·02	21·75	32·48	67·77
	Br	—	—	—	—	0·002	—	—	—
	J	—	—	—	—	0·0003	0·01	—	—
	$^1/_2 SO_4$	4·93	—	4·21	0·80	50·52	0·10	2·34	—
	BO_2	—	—	—	—	—	—	0·43	—
	$^1/_3 PO_4$	—	1·61	—	—	0·01	—	—	—
	$^1/_2 SiO_3$	—	—	—	—	—	1·00	4·52	—
	NO_3	—	—	—	—	0·01	—	—	—
	HCO_3	94·47	96·21	56·41	98·53	42·44	77·13	60·23	32·24
	CO_2	771·38	53·26	246·53	282·23	137·26	63·43	114·89	55·53
	H_2S	—	—	—	0·03	—	—	—	—

	Szliács	Elöpatak	Buziás	Langenschwalbach	Pyrmont	Bártfa	Rank-Herlein	Visk-Várhegy

III. Eisensäuerlinge.

Absolute Zusammensetzung der Wässer.

Gramme der Bestandtheile in einem Kilogramm Wasser.

	Szliács Josefsquelle	Elöpatak	Buziás Josefsquelle	Langenschwalbach	Pyrmont	Bártfa	Bank-Herlein	Visk-Várhegy
Na	0·0086	0·4265	0·1170	0·0806	0·0762	1·3446	0·7997	1·8197
K	0·0046	0·0110	0·0159	0·0034	0·0074	0·0379	0·0187	0·6242
Li	0·0008	—	—	—	0·0002	0·0059	0·0018	—
NH_4	—	—	—	—	0·0007	Spuren	—	—
Ca	0·0640	0·5532	0·2131	0·1589	0·5240	0·1670	0·2058	0·0870
Sr	0·0009	—	—	—	0·0017	0·0001	—	—
Ba	—	—	—	—	0·0002	—	—	—
Mg	0·0107	0·1660	0·0699	0·1135	0·1057	0·0378	0·0190	0·0024
Fe	0·0454	0·1477	0·0329	0·0202	0·0270	0·0196	0·0228	0·0399
Mn	0·0008	—	—	0·0031	0·0021	Spuren	0·0019	—
Al	—	0·0181	—	—	—	0·0028	0·0017	—
Cl	0·0014	0·0506	0·3231	0·0052	0·0985	0·5636	0·5578	2·4251
Br	—	—	—	—	0·0001	—	—	—
J	—	—	—	—	Spuren	0·0007	—	—
SO_4	0·0151	—	0·0467	0·0083	0·9618	0·0039	0·0544	—
BO_3	—	—	—	—	—	Spuren	0·0074	—
PO_4	—	0·0335	—	—	0·0001	Spuren	Spuren	—
SiO_3	—	0·0340	—	0·0465	0·0318	—	0·0657	0·0060
H_2SiO_3	0·1078	—	0·1296	—	—	0·0285	—	—
NO_3	—	—	—	—	0·0001	—	—	—
H_2S	—	—	—	0·0001	{starke Spuren}	Spuren	—	—
HCO_3	0·3669	3·8496	0·7960	1·3121	1·0268	3·4349	1·7771	1·9879
CO_2	2·1612	1·5370	2·8715	2·7110	2·3953	2·0451	2·5646	2·4700
Summe	2·7882	6·8272	4·6190	4·4628	5·2597	7·6924	6·0984	9·4622
Temperat.	12·1°	10·4°	13·5°	9·6—10°	12°	8·6°	15°	—
Name des Analytikers	Lengyel 1885	Schnell —	Lengyel 1887	Fresenius 1855	Fresenius 1864	Ossikovszky 1883	Lengyel 1879	Than 1873

IV. Salzhaltige Säuerlinge.

Der chemische Charakter der Wässer ausgedrückt in Aequivalent-Procenten der Bestandtheile.

Charakter: Ausser dem Charakter der Säuerlinge $Cl > {}^1/_2 SO_4$, deren Summe mindestens 30%, ausser diesem $M' > {}^1/_2 M''$.

Reihenfolge: Abnahme der Chlor-Aequivalente.

		Kissingen Rákóczy	Kissingen Maxbrunn	Niederselters	Luhatschowitz Vincenti	Luhatschowitz Amandi	Gleichenberg Constantinquelle	Szántó	Tarcsa
100	Na	67·27	60·31	82·47	86·42	89·07	80·55	39·72	50·76
	K	2·60	7·50	1·12	2·47	1·71	0·81	4·02	1·35
	Li	0·32	0·03	0·12	0·04	0·03	0·13	—	0·19
	NH_4	0·02	0·22	0·14	—	—	—	—	—
	$^1/_2 Ca$	18·22	21·11	8·99	9·58	7·70	7·11	44·28	33·17
	$^1/_2 Sr$	—	—	0·04	0·13	0·13	—	—	0·07
	$^1/_2 Ba$	—	—	0·003	0·07	0·05	0·002	—	0·002
	$^1/_2 Mg$	11·20	10·78	7·02	1·03	1·08	11·33	11·98	14·22
	$^1/_2 Fe$	0·37	0·06	0·08	0·20	0·19	0·05	—	0·20
	$^1/_2 Mn$	—	—	0·01	0·06	0·05	0·01	—	0·04
	$^1/_3 Al$	—	—	—	—	—	—	—	—
100	Cl	74·38	69·88	58·65	43·65	36·92	31·82	17·46	14·32
	Br	0·06	—	0·01	0·25	0·08	—	—	0·05
	J	—	—	0·0003	0·09	0·07	—	—	—
	Fl	—	—	—	0·03	0·03	—	—	—
	$^1/_2 SO_4$	10·46	9·12	0·78	—	—	1·12	16·29	13·40
	BO_2	—	—	—	—	—	—	—	0·02
	$^1/_3 PO_4$	0·07	0·14	0·02	0·09	0·07	0·05	—	0·01
	$^1/_2 SiO_3$	—	—	—	—	—	—	—	—
	NO_3	0·07	1·35	0·10	—	—	—	—	—
	As_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	—
	HCO_3	14·95	19·50	40·44	55·89	62·84	67·01	66·25	72·21
	CO_2	34·40	82·85	78·42	68·12	31·26	51·70	53·47	84·25

	Kissingen	Kissingen	Niederselters	Luhatschowitz	Luhatschowitz	Gleichenberg	Szántó	Tarcsa

IV. Salzhaltige Säuerlinge.

Absolute Zusammensetzung der Wässer.

Gramme der Bestandtheile in einem Kilogramm Wasser.

	Kissingen Rákóczy	Kissingen Maxbrunn	Niederselters	Luhatschowitz Vincenti	Luhatschowitz Amandi	Gleichenberg Constantinquelle	Szántó	Tarcsa
Na . . .	2·2973	0·9332	1·3006	2·5321	3·3409	1·8455	0·4491	0·7299
K	0·1503	0·1969	0·0300	0·1226	0·1089	0·0316	0·0770	0·0329
Li . . .	0·0033	0·0001	0·0006	0·0004	0·0004	0·0009	—	0·0008
H_4N . . .	0·0006	0·0026	0·0018	—	—	—	—	—
Ca . . .	0·5411	0·2840	0·1233	0·2440	0·2510	0·1417	0·4354	0·4148
Sr . . .	—	—	0·0013	0·0072	0·0089	—	—	0·0020
Ba . . .	—	—	0·0001	0·0064	0·0059	0·0001	—	0·0001
Mg . .	0·1995	0·0870	0·0578	0·0157	0·0212	0·1355	0·0707	0·1067
Fe . . .	0·0153	0·0012	0·0015	0·0070	0·0086	0·0015	—	0·0035
Mn . . .	—	—	0·0002	0·0022	0·0023	0 0002	—	0·0007
Al . . .	—	—	0·0002	0·0020	0·0020	0·0003	0·0039	0·0005
Cl . . .	3·9093	1·6642	1·4236	1·9682	2·1315	1·1221	0·3038	0·3170
Br . . .	0·0065	—	0·0007	0·0258	0·0102	—	—	0·0023
J	—	—	0·00003	0·0146	0·0142	—	—	—
Fl . . .	—	—	—	0·0008	0·0008	—	—	—
SO_4 . .	0·7457	0·2945	0·0255	—	—	0·0536	0·3843	0·4021
BO_2 . . .	—	—	—	—	—	—	—	0·0005
PO_4 . . .	0·0034	0·0031	0·0005	0·0037	0·0037	0·0016	—	0·0002
SiO_2 . .	0·0129	0·0034	0·0212	0·0515	0·0140	0·0634	—	—
H_2SiO_3 .	—	—	—	—	—	—	—	0·0578
NO_3 . . .	0·0068	0·0564	0·0045	—	—	—	—	—
As_2O_3 . .	—	—	—	—	—	—	—	—
HCO_3 . .	1 3544	0·8003	1·6915	4·3428	6·2513	4·0717	1·9867	2·7540
CO_2 . . .	2·2469	2·4525	2·3659	3·8183	2·2432	2·2660	1·1566	2·3178
Summe .	11·4933	6·7794	7·0508	13·1653	14·4190	9·7357	4·8792	7·1526 [1]
Temperatur	10·7°	10·4°	12·6°	8·4°	7·6°	16·4°	11°	12·4°
Name des Analytikers	Liebig 1856	Heckenlauer 1869	Fresenius 1863	Ferstl 1853	Ferstl 1853	Gottlieb 1870	— —	Ludwig 1883

[1]) **Organische Substanz** 0·0090.

V. Sulphathaltige Säuerlinge.

Der chemische Charakter der Wässer ausgedrückt in Aequivalent-Procenten der Bestandtheile.

Charakter: Ausser dem Charakter der Säuerlinge $^1/_2 SO_4 > Cl$.

Reihenfolge: Abnahme der Sulfat-Aequivalente und der Alkali-Aequivalente.

		Franzensbad Franzensbrunn	Franzensbad Salzquelle	Marienbad Kreuzbrunn	Marienbad Ferdinandbrunn	Balaton-Füred	Rohitsch	Korytnicza
100	*Na* .	91·18	91·79	84·53	84·16	45·34	39·71	1·2
	K .	—	—	0·42	0·39	—	0 37	—
	Li .	0·15	0·09	0·09	0·35	—	—	—
	NH_4	—	—	—	0·07	—	—	—
	$^1/_2 Ca$.	5·53	4·76	7·28	6 71	51·55	12·65	69·8
	$^1/_2 Sr$.	0·01	—	0·01	—	—	—	—
	$^1/_2 Mg$.	2·42	3·13	7·21	7·53	2 70	47·20	26·6
	$^1/_2 Fe$.	0·60	0 20	0·42	0·63	0·32	0·07	2·4
	$^1/_2 Mn$.	0·11	0·03	0·04	0·16	—	—	—
	$^1/_3 Al$.	—	—	—	—	0·09	—	—
100	*Cl* .	23·99	24·98	20·34	21·12	4·66	2 55	0·2
	Br .	—	—	—	—	—	—	—
	J . .	—	—	—	—	—	0·001	—
	$^1/_2 SO_4$.	52·37	50·47	49·13	45·86	34·16	24·65	67·4
	$^1/_3 PO_4$.	0·11	0·07	0·11	0·10	—	0·04	—
	$^1/_2 SiO_3$	—	—	—	—	1·12	—	—
	NO_3	—	—	—	0·10	—	0·12	—
	HCO_3	23·54	24·48	30·42	32·82	60·06	72·63	32·4
	CO_2 .	56·20	37·88	17·23	49·31	144·44	48·95	58·25

	Franzensbad	Franzensbad	Marienbad	Marienbad	Balaton-Füred	Rohitsch	Korytnicza

V. Sulphathaltige Säuerlinge.

Absolute Zusammensetzung der Wässer.

Gramme der Bestandtheile in einem Kilogramm Wasser.

	Franzensbad Franzensbrunn	Franzensbad Salzquelle	Marienbad Kreuzbrunn	Marienbad Ferdinandbrunn	Balaton-Füred	Rohitsch	Korytnicza
Na . . .	1·7994	1·6507	2·7844	2·8363	0·3370	1·0384	0·0140
K	—	—	0·0234	0·0221	—	0·0162	—
Li	0·0009	0·0005	0·0009	0·0036	—	—	—
NH_4 . . .	—	—	—	0·0019	—	—	—
Ca . . .	0·0949	0·0744	0·2085	0·1965	0·3320	0·2877	0·6870
Sr . . .	0·0002	—	0·0005	—	—	—	—
Mg . . .	0·0249	0·0294	0·1240	0·1325	0·0110	0·6441	0·1540
Fe . . .	0·0145	0·0044	0·0169	0·0258	0·0050	0·0024	0·0340
Mn . . .	0·0025	0·0006	0·0015	0·0064	—	—	—
Al . . .	0·0007	—	0·0021	0·0026	0·0010	0·0004	—
Cl	0·7306	0·6914	1·0312	1·0955	0·0550	0·1027	0·0030
Br . . .	—	—	—	Spuren	—	—	—
J	—	—	—	—	—	0·0001	—
SO_4 . . .	2·1566	1·8943	3·3774	3·2255	0·5310	1·3455	1·4380
BO_2 . . .	—	—	—	Spuren	—	—	—
PO_4 . . .	0·0030	0·0016	0·0049	0·0049	—	0·0013	—
SiO_2 . . .	0·0616	0·0638	0·0820	0·0776	0·0140	0·0331	0·0490
NO_3 . . .	—	—	—	0·0090	—	0·0087	—
Organische Substanz	—	—	0·0079	0·1005	0·3850	—	—
HCO_3 . .	1·2320	1·1675	2·6572	2·9331	1·2050	5·0378	1·1620
CO_2 . . .	2·1216	1·3032	1·0859	3·1793	2·0670	2·4491	1·1890
Summe . .	8·2434	6·8818	11·4087	13·8531	4·9460	10·9675	4·7300
Temperatur	10·5°	11°	11·8°	10·3°	15°	11·6°	10°
Name des Analytikers	Berzelius 1820	Berzelius 1822	Ragsky 1859	Gintl 1879	Heller 1855	Buchner 1876	Hauer 1860

VI. Alkalische Bicarbonatwässer.

Der chemische Charakter der Wässer ausgedrückt in Aequivalent-Procenten der Bestandtheile.

Charakter: Wie jener der alkalischen Säuerlinge $HCO_3 > A$ und $M' > {}^1/_2 M''$, aber die Aequivalente des freien CO_2 kleiner als die Hälfte der HCO_3-Aequivalente.

Reihenfolge: Abnahme der Aequivalente der Alkalimetalle und jener der Bicarbonate.

		Bilin	Vichy Célestin	Vichy Grande	Luhi Margit	Czigelka	Bikszád	Palics
100	Na	83·92	84·60	84·59	79·96	95·03	96·02	52·50
	K	2·83	3·53	4·05	1·84	1·62	—	16·50
	Li	0·31	—	—	0·83	0·23	0·31	—
	$^1/_2 Ca$	8·60	6·54	6·31	14·92	1·01	2·92	4·95
	$^1/_2 Sr$	—	0·05	0·03	—	0·01	0·04	—
	$^1/_2 Mg$	4·28	5·23	4·96	1·83	2·00	0·53	26·06
	$^1/_2 Fe$	0·05	0·05	0·05	0·62	0·09	0·01	—
	$^1/_2 Mn$	0·02	—	—	—	0·01	—	—
	$^1/_3 Al$	—	—	—	—	—	0·17	—
100	Cl	6·84	9·32	9·58	3·31	27·94	33·48	27·96
	J	—	—	—	—	Br=0·09 0·02	0·03	—
	$^1/_2 SO_4$	13·44	4·18	4·29	0·26	0·19	—	6·68
	BO_2	—	—	—	3·16	2·61	3·24	—
	$^1/_3 PO_4$	0·01	1·70	2·49	—	—	0·17	—
	$^1/_3 AsO_4$	—	0·03	0·03	—	—	—	—
	NO_3	—	—	—	—	—	—	0·41
	$^1/_2 CO_3$	—	—	—	—	—	—	2·91
	HCO_3	79·71	84·77	83·61	93·27	69·15	63·08	62·04
	CO_2	33·97	24·31	21·62	6·12	15·22	8·99	—
	$^1/_2 SiO_3$	—	—	—	1·50	—	—	—
	H_2S	—	—	—	—	—	—	0·09

	Bilin	Vichy	Vichy	Luhi Margit	Czigelka	Bikszád	Palics

VI. Alkalische Bicarbonatwässer.

Absolute Zusammensetzung der Wässer.

Gramme der Bestandtheile in einem Kilogramm Wasser.

	Bilin	Vichy Célestin	Vichy Grande	Luhi Margit	Czigelka	Bikszád	Palics
Na . . .	1·8428	1·9084	1·8573	1·1709	6·7589	2·9320	0·3901
K	0·1073	0·1350	0·1508	0·0467	0·1954	—	0·2078
Li . . .	0·0021	—	—	0·0037	0·0030	0·0028	—
Ca . . .	0·1642	0·1283	0·1206	0·1900	0·0624	0·0787	0·0320
Sr . . .	—	0·0023	0·0014	—	0·0018	0·0022	—
Mg . . .	0·0490	0·0615	0·0568	0·0140	0·0742	0·0088	0·1010
Fe . . .	0·0013	0·0014	0·0014	0·0109	0·0076	0·0004	—
Mn . . .	0·0005	—	—	—	0·0010	—	—
Al . . .	0·0001	—	—	—	0·0047	0·0020	0·0040
Cl	0·2313	0·3237	0·3237	0·0749	3·0668	1·5902	0·3197
J	—	—	—	—	Br=0·0244 0·0053	0·0047	—
SO_4 . . .	0·6159	0·1968	0·1967	0·0079	0·0287	—	0·1036
BO_3 . . .	—	—	—	0·0864	0·3464	0·2341	—
PO_4 . . .	0·0002	0·0527	0·0753	—	—	0·0052	—
SiO_2 . . .	0·0434	0·0600	0·0700	—	—	0·0051	0·0020
H_2SiO_3 .	—	—	—	0·0373	0·0543	—	—
AsO_4 . .	—	0·0013	0·0013	—	0·00002	—	—
NO_3 . . .	—	—	—	—	—	—	0·0082
H_2S . . .	—	—	—	—	—	—	—
Org. Subst.	—	—	—	0·1174	—	Spuren	0·1200
$\frac{1}{2}CO_3$ . .	—	—	—	—	—	—	0·0282
HCO_3 . .	4·6427	5·0719	4·8690	3·6226	13·0438	5·1675	1·2228
CO_2 . . .	1·4270	1·0490	0·9080	0·1720	2·0720	0·5318	—
Summe . .	9·1283	8·9923	8·6323	5·5547	25·7527	10·5655	2·5394
Temperatur	12·3°	14·5°	43·6°	11·3°	12°	16·25°	—
Name des Analytikers	Huppert 1875	Bouquet 1855	Bouquet 1855	Ilosvay L. 1877	Lengyel B. 1885	Molnár 1860	Liebermann 1884

VII. Bitterwässer.

Der chemische Charakter der Wässer ausgedrückt in Aequivalent-Procenten der Bestandtheile.

Charakter: Die Aequivalente der Sulphate $^1/_2 SO_4$ überwiegen die Summe der Aequivalente der anderen Säurereste. HCO_3 sehr gering. Summe der gelösten Bestandtheile sehr gross.

Reihenfolge: Abnahme der Sulphatäquivalente und der Aequivalente von $Na + Mg$.

		Budapest Hunyadi János	Budapest Franz Josef	Püllna	Budapest Deák F.	Said-schütz	Budapest Rákóczy	Felsö-Alap	Fried-richshall
100	Na	48·02	42·01	44·63	45·98	23·83	39·32	67·41	51·97
	K	0·19	0·01	1·41	0·54	1·70	0·13	0·13	0·53
	Li	—	—	—	—	—	0·41	—	—
	$^1/_2 Ca$	1·49	2·45	1·37	3·69	5·36	12·08	6·00	4·71
	$^1/_2 Sr$	0·04	—	—	—	—	—	—	—
	$^1/_2 Mg$	50·27	55·48	52·59	49·75	69·10	47·97	25·60	42·79
	$^1/_2 Fe$	0·001	0·02	—	0·04	0·01	0·10	0·01	—
	$^1/_3 Al$	—	0·03	—	—	—	—	0·03	—
	H	—	—	—	—	—	—	0·82	—
100	Cl	3·94	4·55	9·00	8·18	1·66	5·35	38·75	51·43
	Br	—	—	—	—	—	0·01	—	0·29
	J	—	—	—	—	0·01	0·0004	—	—
	Fl	—	—	—	—	—	—	0·03	—
	$^1/_2 SO_4$	93·31	93·66	86·71	87·18	81·61	94·20	57·96	45·31
	$^1/_3 PO_4$	—	—	0·001	—	—	0·09	0·01	—
	$^1/_2 SiO_3$	—	0·04	—	0·01	—	—	0·82	—
	NO_3	—	—	—	—	12·30	—	0·48	—
	OH	—	—	—	—	—	—	0·03	—
	$^1/_2 CO_3$	—	—	3·09	1·92	4·43	—	—	—
	HCO_3	2·75	1·75	1·21	2·71	—	0·35	1·92	2·97
	CO_2	—	—	—	—	—	0·10	1·74	1·87

	Budapest	Budapest	Püllna	Budapest	Said-schütz	Budapest	Felsö-Alap	Fried-richshall

VII. Bitterwässer.

Absolute Zusammensetzung der Wässer.

Gramme der Bestandtheile in einem Kilogramm Wasser.

	Budapest Hunyadi János	Budapest Franz Josef	Püllna	Budapest Deák F.	Said-schütz	Budapest Rákóczy	Felső-Alap	Fried-richshall
Na . . .	8·1841	7·8364	5·2229	6·3736	1·9742	7·9652	4·4306	5·0972
K	0·0541	0·0033	0·2802	0·1276	0·2392	0·0438	0·0114	0·0888
Li	—	—	—	—	—	0·0253	0·00006	—
Ca . . .	0·2213	0·3981	0·1398	0·4452	0·3859	2·1272	0·3419	0·4019
Sr . . .	0·0123	—	—	—	—	—	0·0003	—
Mg . . .	4·4700	5·4002	3·2111	3·5983	2·9863	5·0690	0·8760	2·1894
Fe . . .	0·0002	0·0033	—	0·0062	0·0012	0·0236	0·0007	Spuren
Al . . .	—	0·0030	—	—	—	0·0129	0·0008	„
H	—	—	—	—	—	—	0·0024	—
Cl	1·0334	1·3117	1·6202	1·7495	0·2109	1·6688	3·9180	7·7637
Br . . .	—	—	—	—	—	0·0061	—	0·0990
J	—	—	—	—	0·0043	0·0005	—	—
Fl	—	—	—	—	—	—	0·0018	—
SO_4 . . .	33·1925	36·4637	21·1781	25·2208	14·1079	39·8210	7·9381	9·2743
PO_4 . . .	—	—	0·0002	—	—	0·0239	0·0012	—
SiO_2 . . .	0·0106	0·0104	0·0229	—	0·0047	0·0561	—	Spuren
SiO_3 . . .	—	—	—	0·0063	—	—	0·0895	—
NO_3 . . .	—	—	—	—	2·7460	—	0·0849	—
OH . . .	—	—	—	—	—	—	0·0014	—
Org. Subst.	—	—	—	—	0·1189	—	—	Spuren
$^1/_2 CO_3$ . .	—	—	0·4771	0·3472	0·4789	—	—	—
HCO_3 . .	1·2426	0·8609	0·3760	0·9980	—	0·1886	0·3335	0·7729
CO_2 . . .	—	—	—	—	—	0·0370	0·2187	0·3510
Summe . .	48·4211	52·2910	32·5285	38·8727	23·2584	57·0690	18·2541	26·0382
Temperatur	—	8—21°	—	7·9°	15°	—	—	8·1°
Name des Analytikers	Bunsen 1876	Bernath 1876	Struve 1826	Than K. 1862	Berzelius 1839	Vohl 1878	Than K. 1885	Liebig 1847

VIII. Haloidwässer.

Der chemische Charakter der Wässer ausgedrückt in Aequivalent-Procenten der Bestandtheile.

Charakter: Die Chloräquivalente überwiegen bedeutend jene der übrigen Säurereste, das Aequivalent des *Na* überwiegt die der übrigen Metalle $J + Br$-Aequivalent $\geqq 0{\cdot}2$.

Reihenfolge: Die Abnahme der Summe der *J* und *Br*-Aequivalente.

		Heilbrunn	Csiz neu	Hall	Csiz alt	Kreuznach	Szobrâncz
100	*Na*	98·45	89·64	93 17	88 53	80·26	72·27
	K	0·07	0·14	0·24	1·86	0·84	—
	Li	—	0·05	—	0·13	0·11	0·13
	NH_4	—	0·90	0·61	—	—	0·88
	$^1/_2 Ca$	0·86	4·33	3·24	4·95	15·37	16·34
	$^1/_2 Sr$	0·08	0·13	—	—	0·60	0·03
	$^1/_2 Ba$	—	—	—	—	0·20	—
	$^1/_2 Mg$	0·54	4·80	2·71	4·52	2·41	10·30
	$^1/_2 Fe$	0·01	0·01	0·03	0·01	0·22	0·05
	$^1/_2 Mn$	—	—	—	—	0·01	—
	$^1/_3 Al$	—	—	—	—	—	—
100	*Cl*	80 92	96·65	99·55	96·46	96·78	80·84
	Br	0·54	0·44	0·28	0·22	0·16	0·01 (Br + J)
	J	0·20	0·10	0·14	0 08	0·001	
	$^1/_2 SO_4$	0·26	0·12	—	0·05	—	6·96
	BO_2	—	0·22	—	—	—	—
	$^1/_3 PO_4$	—	—	—	—	—	—
	$^1/_2 SiO_3$	—	—	—	0·11	—	4·80
	$^1/_2 CO_3$	16·75	—	—	—	—	—
	HCO_3	1·33	2·48	0·03	3·08	3·05	7·39
	CO_2	—	0·98	4·74	0·32	—	10·63
	H_2S	—	—	—	—	—	0·70

	Heilbrunn	Csiz neu	Hall	Csiz alt	Kreuznach	Szobrâncz

VIII. Haloidwässer.

Absolute Zusammensetzung der Wässer.

Gramme der Bestandtheile in einem Kilogramm Wasser.

	Heilbrunn	Csiz neu	Hall	Csiz alt	Kreuznach	Szobráncz
Na	2·3814	7·1537	4·7929	6·1383	3·7471	2·6654
K	0·0027	0·0187	0·0208	0·2191	0·0663	—
Li	—	0·0012	—	0·0026	0·0016	0·0015
(NH_4)	—	0·0562	0·0247	—	—	0·0254
Ca	0·0181	0·3006	0·1447	0·2990	0·6239	0·5242
Sr	0·0036	0·0200	—	—	0·0525	0·0022
Ba	—	Spuren	—	—	0·0271	—
Mg	0·0068	0·1998	0·0728	0·1635	0·0586	0·1982
Fe	0·0002	0·0010	0·0021	0·0008	0·0125	0·0022
Al	0·0010	0·0001	0·0147	—	0·0028	—
Cl	3·0129	11·8711	7·8819	10·3232	6·9549	4·6014
Br	0·0457	0·1230	0·0508	0·0531	0·0263	0·0003
J	0·0255	0·0428	0·0389	0·0308	0·0003	0·0004
SO_4	0·0131	0·0205	—	0·0061	—	0·5358
BO_2	Spuren	0·0321	—	—	—	—
PO_4	„	Spuren	—	—	—	—
SiO_2	0·0125	0·0097	0·0249	—	0·0409	—
SiO_3	—	—	—	0·0102	—	0·2928
H_2S	—	—	—	—	—	0·0190
Kohlenwasserstoffe	25·07 c. c.	—	—	—	—	—
Stickstoff	11·91 c. c.	—	—	—	—	—
Org. Substanz	0·0060	0·0160	—	—	—	—
CO_3	0·5285	—	—	—	—	—
HCO_3	0·0854	0·5239	0·0047	0·5649	0·3782	0·7235
CO_2	—	0·1498	0·4660	0·0430	—	0·7498
Summe	6·1434	20·5402	13·5399	17·8546	11·9936	10·3421
Temperatur	9·1°	—	11·2°	—	12·5°	16·6°
Name des Analytikers	Egger 1881	Ludwig 1890	Kauer 1860	Than K. 1865	Bauer 1840	Fleischer A. 1872

IX. Thermalquellen.

Der chemische Charakter der Wässer ausgedrückt in Aequivalent-Procenten der Bestandtheile.

Charakter: Temperatur über 24° C. Summe der gelösten Bestandtheile unbedeutend.

		Alkalische und salzhaltige Thermen			Alkalische und sulfathaltige Thermen		Eisen-Thermen	
		Ems Kesselbrunnen	Ems Felsenquelle	Lipik	Karlsbad Schlossbrunn	Karlsbad Mühlbrunnen	Vihnye	Szliács Spiegelquelle
100	*Na*	86·94	88·20	88·38	84·79	85·39	8·92	4·75
	K	0·98	0·71	5·48	2·57	2·45	3·66	1·84
	Li	0·19	—	—	0·43	0·36	0·23	0·02
	(NH_4)	0·19	—	—	—	—	—	—
	$^1/_2 Ca$	5·97	6·27	3·37	7·75	7·40	61·59	62·01
	$^1/_2 Sr$	0·04	—	—	0·01	0·01	0·16	0·48
	$^1/_2 Ba$	0·02	—	—	—	—	—	—
	$^1/_2 Mg$	5·58	4·64	2·77	4·46	4·34	24·07	29·57
	$^1/_2 Fe$	0·08	0·18	—	—	0·06	1·24	0·53
	$^1/_2 Mn$	—	—	—	—	—	0·11	0·05
	$^1/_3 Al$	—	—	—	—	—	—	0·75
100	*Cl*	34·56	34·53	25·16	19·94	19·90	0·49	0·25
	Br	0·01	—	—	—	—	—	—
	J	0·0003	—	0·23	—	—	—	—
	Fl	—	—	—	0·13	0·12	0·07	0·07
	$^1/_2 SO_4$	1·41	2·09	12·89	40·38	40·50	34·26	62·06
	BO_2	—	—	—	0·07	0·05	1·55	0·01
	$^1/_3 PO_4$	0·03	—	—	0·01	0·02	0·05	—
	$^1/_2 SiO_3$	—	—	—	—	—	—	1·52
	NO_3	—	—	0·05	—	—	—	—
	HCO_3	63·99	63·39	61·67	39·48	39·41	63·59	36·09
	CO_2	41·37	16·80	20·52	15·34	13·27	87·36	56·08
		Ems	Ems	Lipik	Karlsbad	Karlsbad	Vihnye	Szliács

IX. Thermalquellen.

Absolute Zusammensetzung der Wässer.

Gramme der Bestandtheile in einem Kilogramm Wasser.

	Alkalische und salzhaltige Thermen			Alkalische und sulfathaltige Thermen		Eisen-Thermen	
	Ems Kesselbrunnen	Ems Felsenquelle	Lipik	Karlsbad Schlossbrunn	Karlsbad Mühlbrunnen	Vihnye	Szliács Spiegelquelle
Na . . .	1·0218	0·9842	0·8499	1·6826	1·7384	0·0314	0·0565
K	0·0196	0·0135	0·0897	0·0865	0·0846	0·0218	0·0371
Li	0·0007	—	—	0·0026	0·0022	0·0002	0·0001
(NH_4) . .	0·0018	—	—	—	—	—	—
Ca . . .	0·0610	0·0608	0·0280	0·1336	0·1310	0·1882	0·6392
Sr	0·0008	—	—	0·0002	0·0002	0·0011	0·0109
Ba . . .	0·0006	—	—	—	—	—	—
Mg . . .	0·0342	0·0270	0·0139	0·0462	0·0461	0·0441	0·1829
Fe	0·0012	0·0025	—	Spuren	0·0014	0·0053	0·0076
Mn . . .	0·0001	—	—	„	Spuren	0·0005	0·0007
Al	0·0001	0·0125	—	0·0005	0·0005	0·0007	0·0035
Cl	0·6252	0·5930	0·3734	0·6090	0·6236	0·0026	0·0045
Br . . .	0·0004	—	Spuren	—	—	—	—
J . . .	0·00002	—	0·0121	—	—	—	—
Fl	—	—	—	0·0021	0·0021	0·0002	0·0007
SO_4 . . .	0·0346	0·0486	0·2587	1·6721	1·7207	0·2512	1·5361
BO_2 . . .	—	—	—	0·0025	0·0019	0·0102	0·0002
PO_4 . . .	0·0044	—	Spuren	0·0002	0·0006	0·0002	—
SiO_2 . . .	0·0485	0·0590	0·0404	0·0703	0·0735	—	—
H_2SiO_3 .	—	—	—	—	—	0·0307	0·0307
NO_3 . . .	—	—	0·0010	—	—	—	—
Flücht. org. Säuren .	—	—	—	Spuren	Spuren	0·0004	0·0029
Nichtflücht. org. Subst.	—	—	—	„	„	0·0002	—
HCO_3 . .	1·9945	1·8760	0·4192	2·0779	1·1277	0·5927	1·1344
CO_2 . . .	0·9302	0·3586	0·3775	0·5822	0·5169	0·5873	1·2625
Summe . .	4·7797	4·0357	2·4638	6·9685	7·0714	1·7690	4·9105
Temperatur	46·64°	40·5°	64°	59·9°	57·8°	35°	33°
Name des Analytikers	Fresenius 1872	Mohr 1861	Lengyel 1886	Ludwig 1879	Ludwig 1879	Schenek 1884	Than K. 1885

IX. Thermalquellen.

(Fortsetzung.)

Der chemische Charakter der Wässer ausgedrückt in Aequivalent-Procenten der Bestandtheile.

Charakter: Temperatur über 24° C. Summe der gelösten Bestandtheile unbedeutend.

		Schwefelthermen							Gemischte Thermen	
		Pöstyén Oberquelle	Harkány Artesischer Brunnen	Budapest Stadtquelle	Budapest Margaretheninsel	Herkulesbad Elisabethquelle	Herkulesbad Szapáryquelle	Herkulesbad Ludwigquelle	Herkulesbad Herkulesquelle	Stubnya
100	Na	28·85	59·35	36·07	25·15	58·84	57·57	60·02	56·37	9·38
	K	1·52	8·36	3·31	6·98	1·71	1·93	1·72	1·94	1·26
	Li	—	0·53	0·01	0·13	0·10	0·24	0·16	0·27	—
	(NH_4)	—	—	0·29	—	—	—	—	—	—
	$^1/_2 Ca$	55·86	23·40	43·62	47·97	38·66	39·46	37·30	40·28	61·42
	$^1/_2 Sr$	—	1·01	0·39	0·06	0·38	0·49	0·31	0·33	—
	$^1/_2 Ba$	—	—	0·01	—	—	—	—	—	—
	$^1/_2 Mg$	13·74	6·85	16·22	19·55	0·31	0·31	0·49	0·81	27·93
	$^1/_2 Fe$	0·03	—	0·10	—	—	—	—	—	—
	$^1/_2 Mn$	—	0·50	0·07	0·16	—	—	—	—	—
	$^1/_3 Al$	—	—	0·01	—	—	—	—	—	—
100	Cl	15·05	28·67	28·58	21·83	98·30	98·53	94·88	91·24	0·47
	Br	—	0·15	—	0·01	0·09	0·11	0·09	0·07	—
	J	—	0·47	0·01	0·01	0·02	0·02	0·02	0·03	—
	Fl	—	—	0·01	—	—	—	—	—	—
	$^1/_2 SO_4$	61·49	—	22·53	19·58	—	—	4·24	5·56	63·74
	BO_2	—	1·34	0·38	—	—	—	—	—	—
	$^1/_3 PO_4$	0·21	—	0·01	—	—	—	—	—	—
	$^1/_2 SiO_3$	—	18·03	9·82	6·20	—	—	—	—	—
	$^1/_2 S_2O_3$	—	—	—	—	0·28	0·57	0·04	—	—
	$^1/_2 S$	—	—	—	—	1·31	0·77	0·32	—	—
	$^1/_2 CO_3$	—	—	—	—	—	—	—	3·10	—
	HCO_3	23·25	51·34	38·66	52·38	—	—	0·41	—	35·79
	CO_2	10·80	47·21	55·81	56·98	—	—	1·32	—	77·18
	SiO_2	8·14	—	—	—	—	—	—	—	—
	COS	—	3·40	—	0·24	—	—	—	—	—
	H_2S	6·45	—	0·22	—	1·93	1·37	0·50	—	—
	N_2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		Pöstyen	Harkány	Budapest Stadtquelle	Budapest Margaretheninsel	Herkulesbad Elisabethquelle	Herkulesbad Szapáryquelle	Herkulesbad Ludwigquelle	Herkulesbad Herkulesquelle	Stubnya

IX. Thermalquellen.

(Fortsetzung.)

Absolute Zusammensetzung der Wässer.

Gramme der Bestandtheile in einem Kilogramm Wasser.

	Schwefelthermen							Gemischte Thermen	
	Pöstyén	Harkány	Budapest Stadtquelle	Budapest Margarethen-insel	Herkules-bad Elisabeth-quelle	Herkules-bad Szapáry-quelle	Herkules-bad Ludwig-quelle	Herkules-bad Herkules-quelle	Stubnya
Na . . .	0·1404	0·1610	0·1562	0·0919	1·3607	1·4660	0·7385	0·6249	0·0378
K	0·0126	0·0386	0·0243	0·0434	0·0669	0·0832	0·0359	0·0366	0·0086
Li	—	0·0004	0·00002	0·0002	0·0008	0·0019	0·0006	0·0009	—
(NH_4) . .	—	—	0·0009	—	—	—	—	—	—
Ca	0·2370	0·0552	0·1635	0·1524	0·7775	0·8739	0·3992	0·3882	0·2149
Sr	—	0·0052	0·0032	0·0004	0·0167	0·0238	0·0072	0·0070	—
Ba	—	—	0·0001	—	—	—	—	—	—
Mg . . .	0·0351	0·0097	0·0366	0·0373	0·0037	0·0041	0·0032	0·0046	0·0586
Fe	0·0003	—	0·0005	—	—	—	—	—	—
Mn . . .	—	0·0016	0·0004	0·0007	—	—	—	—	—
Al	—	—	0·0001	—	—	—	—	—	—
Cl	0·1138	0·1199	0·1904	0·1229	3·4992	3·8621	1·7971	1·5567	0·0029
Br . . .	—	0·0014	—	0·00004	0·0075	0·0103	0·0037	0·0028	—
J	—	0·0071	0·00003	0·0001	0·0021	0·0025	0·0018	0·0023	—
Fl	—	—	0·0001	—	—	—	—	—	—
SO_4 . . .	0·6251	—	0·2033	0·1493	—	—	0·1088	0·1283	0·5352
S_2O_3 . . .	—	—	—	—	0·0159	0·0351	0·0011	—	—
S	—	—	—	—	0·0210	0·0137	0·0027	—	—
BO_2 . . .	—	0·0069	0·0031	—	—	—	—	—	—
PO_4 . . .	0·0010	—	0·0001	—	—	—	—	—	—
SiO_2 . . .	0·0520	—	—	—	0·0589	0·0600	0·0584	0·0540	0·0290
SiO_3 . . .	—	0·0808	—	0·0374	—	—	—	—	—
H_2SiO_3 . .	—	—	0·0723	—	—	—	—	—	—
COS . . .	—	0·0241	—	0·0046	—	—	—	—	—
H_2S . . .	0·0233	—	0·0008	—	0·0330	0·0258	0·0045	—	—
N_2	—	—	0·0078	—	—	—	—	—	—
Org. Subst.	—	0·0150	—	—	—	—	—	—	—
CO_3 . . .	—	—	—	—	—	—	—	0·0447	—
HCO_3 . .	0·3013	0·2706	0·4430	0·5075	—	—	0·0134	—	0·3818
CO_2 . . .	0·1010	0·2450	0·4614	0·3982	—	—	0·0310	—	0·5940
Summe . .	1·6429	1·0909	1·7682	1·5463	5·8639	6·4624	3·2071	2·8510	1·8628
Temperatur	57·5—63·8°	62·6°	73·9°	43·3°	54·2°	48°	47·6°	21-51°	40·0°
Name des Analytikers	Ragsky 1856	Than K. 1869	Than K. 1880	Than K. 1871	Lengyel 1886	Lengyel 1886	Lengyel 1886	Lengyel 1886	Nendtvich 1870

XXIX. Notiz.

Orientirung des Dolomit von Gebroulaz.[1]

An einem Krystallfragment dieses Vorkommens, welches Herr A. Sella gütigst zur Untersuchung überliess, wurde eine Spaltfläche nach p hergestellt und der Aetzung unterzogen. Hiernach konnte der Krystall orientirt werden und es ergab sich, dass die am vorliegenden Krystall mit zwei Flächen als Rhomboëder 3. Art entwickelte verwendete Pyramide α bei Aufstellung des Krystalls nach der von mir aufgestellten Regel[2]) oben links zu liegen kommt. Die Figur in der citirten Arbeit des Herrn Sella zeigt α in der entgegengesetzten Stellung, ist also um eine horizontale Axe zu verwenden, damit sie mit meiner Regel übereinstimmt.

Die am Dolomit von Gebroulaz von Herrn Sella aufgefundene Form ist somit nicht identisch mit jener, welche ich[3]) am Dolomit von Binnenthal nachgewiesen habe, sondern die correlate Form von entgegengesetzter Stellung.

Aus den Beobachtungen des Herrn Sella geht hervor, dass im selben Krystallraum wie α auch das Hemiskalenoëder ☾, für welches ich die Signatur Δ⁝ vorschlage, auftritt, dass dagegen die verwendete Pyramide δ im entgegengesetzten Krystallraum liegt und somit mit der zuerst von Des-Cloizeaux aufgestellten Form δ identisch ist

Danach sind die von Herrn Sella entdeckten Dolomitformen in folgender Weise in die Formentabelle einzufügen:

A. Grenzformen.

$t\cdot$	$(11.\bar{5}.\bar{5}.)$	$(16.0.\bar{1}\bar{6}.1)$	$+16R$	$+16.16$

B. $+\frac{r}{l}$ und $-\frac{l}{r}$ Formen.

δ	$(10.1.\bar{8})$	$(33\bar{6}1)$	$-\frac{l}{r}\frac{6P2}{2}$	$-{}^{1}09$

C. $+\frac{l}{r}$ und $-\frac{r}{l}$ Formen.

$'\alpha$	$(5\bar{3}1)$	$(8\bar{4}\bar{4}3)$	$+\frac{l}{r}\frac{{}^{8}/_{3}P2}{2}$	$+{}^{2}40$
Δ⁝	$(11.\bar{9}.3)$	$(20.\bar{1}2.\bar{8}.5)$	$-\frac{r}{l}\frac{{}^{4}/_{5}R5}{2}$	$-{}^{28}/_{5}.{}^{4}/_{5}{}^{1}$

F. Becke.

---

[1]) Vergl. A. Sella, Sulla Sellaite e sui minerali che l'accompagnano. Reale Accademia dei Lincei. anno CCLXXXIV. 1887 und diese Mittheil. XI, 438.

[2]) Diese Mitth. X, 96.

[3]) Diese Mitth. XI, 224.

XXX. Literatur.

Physik, Chemie, Krystallographie.

Arzruni A.: Vergleichende Beobachtungen an künstlichen und natürlichen Mineralen. — Zeitschr. f. Kryst. Leipzig 1890, XVIII, 1.

Baumhauer H.: Ueber Zwillinge des Kryolith. (Mit 3 Holzschnitten.) — Zeitschr. f. Kryst. Leipzig 1890, XVIII, 4.

Derselbe: Ueber die Winkelverhältnisse des Apatit von verschiedenen Fundorten. — Zeitschr. f. Kryst. Leipzig 1890, XVIII, 1.

Derselbe: Ueber die Aetzerscheinungen des Strychninsulfates. — Zeitschr. f. Kryst. XVII, 6.

Bäckström H.: Kemisk Undersökning af några mineral från trakten af Langesund. — Bihang till k. Svenska vet.-akad. handlingar. Stockholm 1890, Bd. XV, Afd. II, Nr. 3.

Bourgeois Leon, Analyse Microchimique. — Dictionnaire de Chimie de M. Wurtz, 2. Supplement, publié sous la direction de M. Friedel.

Brögger W. C.: Ueber die morphotropischen Beziehungen des Pinakiolith und des Trimerit zu verwandten Mineralien. — Zeitschr. f. Kryst. Leipzig 1890, XVIII, 4.

Burton W. M. and Vorce L. D.: The atomic weight of Magnesium as determined by the composition of its oxide. — American Chemical Journal. 1890, Vol. XII, Nr. 4.

Chatelier H.: siehe Mallard.

Cesáro G.: Note sur la production mécanique de faces cristallines dans la Calcite. — Ann. de la Soc. géol. de Belg. Mémoires 1890, t. XVII.

Foullon H. B. v.: Ueber die Darstellung und die Krystallform einiger Calciumchromate. (Mit 8 Zinkographien.) — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1890, Bd. XL, H. 2.

Derselbe und John C. v.: Chemische Untersuchung der vier Trinkquellen von Luhatschowitz in Mähren. -- Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1890, Bd. XL, H. 2.

Fuess R.: Ueber neue Erhitzungsapparate für krystallographisch-optische Studien. — Neues Jahrb. f. Min. 1890, Beilageb. VII.

Grattarola G.: Contribuzioni mineralogiche e cristallografiche. (Beccarite, Orizite, Acido litofellico). — Società Toscana di Scienze naturali. 1890.

Hillebrand W. F.: On the occurrence of Nitrogen in Uraninite and on the composition of Uraninite in general. Condensed from a forthcoming Bulletin of the U. S. Geological Survey. — Am. Journ. of. Sc. November 1890, Vol. XL.

Hoffmann G. Christian: On the Hygroscopicity of certain Canadian Fossil Fuels. — Trans. Roy. Soc. Canada. 1889, Vol. VII, Sect. III.

John C. v.: siehe Foullon.

Lehmann O.: Einige Verbesserungen des Krystallisationsmikroskops. — Zeitschr. f. Instrumentenkunde. Juni 1890.

Derselbe: Ueber tropfbarflüssige Krystalle. — Ann. d. Phys. u. Chem. N. F. 1890, Bd. XL.

Ludwig E. und Mauthner J.: Ueber das Vorkommen von Arsen in Friedhoferden. — Wiener klin. Wochenschr. 1890, Nr. 36.

Mauthner J.: siehe Ludwig.

Mallard E. und Chatelier H: Sur la variation, qu' éprouvent, avec la temperature, les biréfringences du quartz, de la barytine et du disthène. — Bull. de la Soc. fr. de Min. tome XIII.

Mügge O.: Ueber Zwillingsbildung am Chlorbaryum. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1890, II.

Ploner P. J.: Ueber die Krystallform des Apophyllits der Seiseralpe. — Zeitschr. f. Kryst. 1890, XVIII, 4.

Pockels F.: Ueber die Aenderungen des optischen Verhaltens und die elastischen Deformationen dielektrischer Krystalle im elektrischen Felde. — Neues Jahrb. f. Min. 1890, Beilageb. VII.

Derselbe: Ueber die Interferenzerscheinungen, welche Zwillingsplatten optisch einaxiger Krystalle im convergenten, homogenen, polarisirten Lichte zeigen. — Nachr. von d. königl. Ges. d. Wissensch. u. d. Georg-Augusts-Univ. Göttingen 1890.

Rinne F.: Ueber die Umänderungen, welche die Zeolithe durch Erwärmen bei und nach dem Trübwerden erfahren. — Sitzungsber. d. königl. preuss. Akad. d. Wissensch. Berlin 1890, Bd. XLVI.

Schrauf A.: Die optischen Constanten des prismatischen Schwefels bei verschiedenen Temperaturen. — Zeitschr. f. Kryst. Bd. XVIII, 2 und 3.

Traube H.: Ueber den Molybdängehalt des Scheelits und die Trennung der Wolframsäure von der Molybdänsäure. — Neues Jahrb. f. Min. Bl.-Bd. VII.

Voigt W.: Bestimmung der Elasticitätsconstanten des brasilianischen Turmalins. — Königl. Gesellsch. d. Wissensch. Göttingen 1890, Nr. 7.

Derselbe: Ueber die elastische Symmetrie des Dolomits. — Annalen d. Physik und Chemie. Neue Folge. 1890, Bd. XL.

Wulff L.: Beiträge zur Krystallstructurtheorie. 3. und 4. Mittheilung. (Mit 4 Holzschnitten.) — Zeitschr. f. Kryst. Bd. XVIII, 2 und 3.

Mineralogie.

Bäckström H.: siehe Brögger.

Brögger W. C. und Bäckström H.: Die Mineralien der Granatgruppe. — Zeitschr. f. Kryst. 1890, XVIII, 2 u. 3.

Dana E. S. and Wells H. L.: On some Selenium and Tellurium Minerals from Honduras. — Am. Journ. of Science. July 1890, Vol. XL.

Derselbe: siehe Hillebrand.

Dannenberg A.: Cerussit, Anglesit und Calcit von der Grube Diepenlinchen bei Stolberg. — Zeitschr. f. Kryst. Leipzig 1890, XVIII, 1.

Firtsch G.: „Rumpfit", ein neues Mineral. — Sitzungsber. d. kais. Akademie d. Wissensch. Wien. Mathem.-naturw. Classe. Juli 1890, Bd. IC, Abthl. I.

Flink G.: Ueber Pinakiolith und Trimerit, zwei neue Mineralien aus den Mangangruben Schwedens. — Zeitschr. f. Kryst. 1890, XVIII, 4.

Genth F. A.: Contributions to Mineralogy, Nr. 48. — Am. Journ. of Sc. August 1890, Vol. XL.

Derselbe und Penfield S. L.: Contributions to Mineralogy Nr. 49 with crystallographic Notes. — Am. Journ. of Sc. Sept. 1890, Vol. XL.

Grattarola G.: Comunicazioni (Realgar). — Giornale di Mineral. 1890, Fasc. 3. Vol. I.

Hillebrand W. F. and Dana E. S.: Additional Notes on the Tyrolite from Utah. — Am. Journ. of Sc. April 1890, XXXIX.

Hoffmann G. Christian: Annotated List of the Minerals occuring in Canada. — Trans. Roy. Soc. Canada. 1889, Vol. VII, Sect. III.

Kikuchi Y.: On Pyroxenic Components in certain Volcanic Rocks from Bonin Island. — Journ. of the College of Sc. Imperial University. Japan. Vol. III.

Derselbe: On Anorthite from Miyakeyima. — Journ. of the College of Sc. Imperial University. Japan. Vol. III.

Kunz George F.: The gem collection of the U. S. National Museum. — Report of the Smithsomian Institution 1885—86. Part. II.

Luedecke Prof. Dr. O.: Mittheilungen über einheimische Mineralien (Axinit). — Zeitschr. f. Naturwissensch. Bd. LXII.

Mallard Er.: Sur la Tridymite et la Christobalite. — Bull. Soc. fr. de minéral. Tome XIII.

Derselbe: Sur les clivages du quarz. — Sur la Lussatite, nouvelle variété minérale cristalisée de silice. — Bull. de la Soc. fr. de Min. 1890, tome XIII, Nr. 2.

Miers H. A. M. A.: Sanguinite, a new Mineral; and Krennerite. — Min. Mag. Vol. IX, Nr. 42.

Mügge O.: Ein neuer Orthoklaszwilling aus dem Fichtelgebirge. — Neues Jahrb. f. Min. 1889, II.

Nordenskiöld G.: Om mineral fran drushal vid Taberg i Vermland (Härtill tafl. 6). — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 1889, Bd. XII, Häft 4.

Penfield S. L.: Anthophyllite from Franklin, Macon County, N. C. — Am. Journ. of Sc. November 1890, Vol. XL.

Derselbe: Chalcopyrite crystals from the French Creek Iron Mines, St. Peter, Chester Co., Pa. — Am. Journ. of Sc. Septbr. 1890, Vol. XL.

Derselbe: siehe Genth.

Pirsson Louis V.: On Mordenite. — Am. Journ. of Sc. September 1890, Vol. XL.

Sauer A. und Ussing N. V.: Ueber einfachen Mikroklin aus dem Pegmatit von Gasern unterhalb Meissen. — Zeitschr. f. Kryst. XVIII, 2 u. 3.

Scharizer Rudolf: Falkenhaynit, ein neues Mineral aus der Wittichenitgruppe. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1890, XL. Bd., 3. u. 4. Heft.

Ussing N. V.: siehe Sauer.

Wells H. L.: siehe Dana.

Petrographie und Geologie.

Barrois Charles: Observations sur la Constitution géologique de l'ouest de la Bretagne. — Annales de la Société géologique du nord. Novembre 1888, T. XVI.

Brauns R.: Ueber die Entstehung der sogenannten Rutschflächen im bunten Sandstein der Umgebung von Marburg. — Neues Jahrb. f. Min. 1890, Bd. II.

Caldéron Salvador: Sur les modifications des roches ophitiques de Moron (Province de Séville). — Compt. rend. Tome CXI, Nr. 10.

Cayeux L.: Étude micrographique de la Craie des environs de Lille. Diéres à Inoceramus labiatus. — Ann. de la soc. geol. du nord. 1890, XVII.

Clements Julius Morgan: Die Gesteine des Duppauer Gebirges in Nordböhmen. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1890, XL. Bd., 1. Heft.

Erba L. D.: Sulla Sanidinite sodalito-pirossenica di Sant' Elmo. — Rend. della R. Accad. delle Sci. Fis. e Matem. Giugno 1890. Fasc. 6°.

Futterer Karl: Die Ganggranite von Grosssachsen und die Quarzporphyre von Thal im Thüringerwald. — (Inaugural-Dissertation Heidelberg.) Heidelberg 1890.

Geognostische Jahreshefte. II. Jahrg. 1889. Inhalt: **Hans Türach**: Uebersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken im Vergleiche zu den benachbarten Gegenden. Otto **M. Reis**: Die Korallen der Reiter Schichten. C. W. v. **Gümbel**: Die geologische Stellung der Tertiärschichten von Reit im Winkel. A. **Leppla**: Zur Lössfrage. — Cassel, Verlag von Theodor Fischer. 1889.

Grubenmann U.: Zur Kenntnis der Gotthard-Granite. — Verhandl. d. thurg. Naturf. Gesellschaft. 1890, Heft IX.

Harada Toyokitsi: Die japanischen Inseln, eine petrographische Uebersicht. (Erste Lieferung mit 5 Kartenbildern.) — Berlin 1890.

Koch A.: Umgebungen von Torda. Blatt Zone 19, Col. XXIX (1 : 75.000). — Erläuterungen zur geol. Specialkarte der Länder der ungar. Krone. Herausgegeb. von der königl. ungar. geol. Anstalt.

Kühn Benno: Untersuchungen an altkrystallinen Schiefergesteinen aus dem Gebiete der argentinischen Republik. — Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. VII.

Lacroix Alfred: Contributions à l'étude des Gneiss à Pyroxène et des Roches à Wernérite. — Bull. de la Soc. Fr. du Minéral. (Avril 1889.)

Lindgren Waldemar: Eruptive rocks from Montana. — Proc. Cal. Acad. Sci. Ser. 2, Vol. III.

Derselbe: Notes on the Geology and Petrographie of Baja California, Mexico. — Proc. Cal. Acad. Sci. id. Ser. Vol. III.

Merrill George P.: Notes on the serpentinous rocks of Essex County. New York. from aqueduct shaft 26, New York City, and from Near Easton, Pennsylvania. — Proc. U. S. Nat.-Mus. Vol. XII.

Rosiwal Aug.: Zur Kenntnis der krystallin. Gesteine des centralen Balkan. (Mit 3 Lichtdrucktafeln.) — Denkschr. d. math.-naturw. Classe d. k. Akad. d. Wiss. Wien, Bd. LVII.

Sabersky P.: Mineralogisch-petrogr. Untersuchung argentinischer Pegmatite mit besonderer Berücksichtigung der Structur der in ihnen auftretenden Mikrokline. — Neues Jahrb. f. Min. 1890, Beil.-Bd. VII.

Schillbach Hans: Mikroskopische Untersuchung des Schaumkalkes bei Jena. — Inaugural-Diss., Jena 1890.

REGISTER.

L. bedeutet Literatur. — *N. M.* Neues Mineral.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.

TSCHERMAK'S

MINERALOGISCHE

UND

PETROGRAPHISCHE

MITTHEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. BECKE.

(NEUE FOLGE.)

ZWÖLFTER BAND.

MIT 11 TAFELN, 1 KARTE UND 30 TEXTFIGUREN.

WIEN, 1891.

ALFRED HÖLDER,

K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,

ROTHENTHURMSTRASSE 15.

Inhalt.

1. Heft.

2. Heft.

3. Heft.

4. Heft.

5. Heft.

6. Heft.

I. Ueber die finnländischen Rapakiwigesteine.

Von **J. J. Sederholm** in Helsingfors.

(Mit Tafel I und einer Illustration im Text.)

Obgleich der Name Rapakiwi (d. h. fauler Stein), welcher die volksthümliche Benennung eines im südlichen Finnland weit verbreiteten, wegen seiner raschen und leichten Verwitterung bekannten granitischen Gesteines ist, eine recht allgemeine Anwendung in der geologischen Nomenclatur gewonnen hat, ist die Bedeutung dieser Benennung als Structurbegriff noch nicht hinreichend gewürdigt. Ebensowenig sind die diesen Haupttypus begleitenden Gesteine bekannt.

Die einzige ausführlichere Abhandlung über Rapakiwi, die in einer allgemeiner gelesenen Sprache erschienen ist[1], beschäftigt sich nur mit einer Untersuchung von losen Blöcken und enthält daher keine Nachrichten über das geologische Auftreten des Gesteines.

Diese Lücke einigermassen auszufüllen und die Aufmerksamkeit der Petrologen auf dieses interessante Gestein, welches bis jetzt in Deutschland mehr von den Glacialgeologen beachtet war[2], zu lenken, ist der Zweck dieser Mittheilungen. Diejenigen, welche sich eingehender mit den Rapakiwigesteinen beschäftigen mögen, verweise ich ausser auf die im Folgenden zu erwähnenden Aufsätze noch auf

[1] Th. v. Ungern-Sternberg, Untersuchungen über den finnländischen Rapakiwigranit. Inaugural-Dissertation. Leipzig 1882.

[2] Seeck, Beitrag zur Kenntnis der granitischen Diluvialgeschiebe in den Provinzen Ost- und Westpreussen. — Zeitschr. D. geol. Ges. 1884, XXXVI, pag. 584.

die früher publicirten Abhandlungen von Wiik[1]), de Geer[2]), v. Ungern-Sternberg u. A., sowie auf die bisherigen und in Vorbereitung begriffenen Publicationen[3]) der finnländischen geologischen Landesanstalt.

Früher wurde der Rapakiwi als eine besondere Granitabart betrachtet. Nach den Untersuchungen v. Ungern-Sternberg's wird er gewöhnlich von deutschen Petrologen mit den gewöhnlichen Graniten vereinigt.

In Finnland wird er meistens nach dem Vorgange von Holmberg und Wiik als ein Porphyrgranit, d. h. ein Zwischenglied zwischen Granit und Granitporphyr, bezeichnet.

Dass man überhaupt die eigenthümliche Structur des Rapakiwi nicht mehr gewürdigt hat, scheint seinen Grund darin zu haben, dass die structurellen Eigenthümlichkeiten dieses Gesteins wegen seiner Grobkörnigkeit nicht gut in Handstücken, noch weniger aber in mikroskopischen Präparaten zum Vorschein kommen. Auch die innigen Verwachsungen der verschiedenen Gemengtheile tragen dazu bei, die Structur zu verschleiern. Nur auf grösseren geschliffenen Flächen kann man sie gut beobachten, am besten aber in den durch glaciale Erosion blossgelegten Felsen, auf deren glatter Oberfläche die verschiedenen Gemengtheile, wenn das Gestein von den Atmosphärilien nur schwach angegriffen ist, noch besser als im ganz frischen Zustande hervortreten. Fig. 1, Taf. I, welche eine solche natürliche Schliffläche von einem Felsen im Kivijäri-See, südwestlich von der Stadt Willmanstrand, abbildet, gibt eine gute Vorstellung von der Structur des typischen Rapakiwi aus dem grossen Gebiete im Bezirk Wiborg.

Da dieses Gestein porphyrisch ausgeschiedene Feldspathe in einer grobkörnigen Grundmasse der gewöhnlichen granitischen

---

[1]) F. J. Wiik, Bidrag till Ålands geologi. Öfversikt af Finska Wetensk.-soc. förhandl. 1877/78, Bd. XX, pag. 40.

[2]) G. de Geer, Några ord om bergarterna på Åland och flyttblocken derifrån. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. Bd. V, Nr. 11, pag. 469—484.

[3]) K. Ad. Moberg, Beskrifning till kartbladet Nr. 7. Do. till kartbladet. Nr. 8 (Wiborggebiet). — Hjalmar Gylling, Beskr. till kartbladet. Nr. 12, Nystad. Binnen Kurzem erscheinen: Wilh. Ramsay, Beskr. till kartbladet Hogland (Hochland) und Benj. Frosterus och J. J. Sederholm, Beskr. till kartbladet Finström (N. Åland). — Benj. Frosterus, Beskr. till kartbladet Mariehamn (S. Åland) und J. J. Sederholm, Beskr. till kartbladet Valkeala (Wiborggebiet).

Gemengtheile enthält, ist es wohl gewissermassen als eine Art Granitporphyr oder „Porphyrgranit“ zu betrachten. Sowohl die Einsprenglinge als die Grundmasse besitzen jedoch Eigenschaften, die in anderen Granitporphyren nicht gewöhnlich sind.

Die Einsprenglinge, die ganz vorwiegend aus einem ziegel- oder braunrothen Orthoklas bestehen, zeigen durchgehend die Eigenthümlichkeit, dass sie eine ellipsoidische Gestalt haben und von einem Plagioklasmantel vollständig umhüllt werden. Dieser Plagioklas wurde von Struve chemisch als Oligoklas bestimmt, was mit seinen optischen Eigenschaften im Einklang steht.

Die Oligoklasmäntel treten auf der Oberfläche als weisse Ringe hervor, die dem Gesteine, wie aus dem Bilde ersichtlich ist, ein höchst charakteristisches Aussehen verleihen.

Die Durchmesser der Feldspathellipsoide sind gewöhnlich ungefähr 2×3 Centimeter, steigen zuweilen sogar bis auf 8×12 Centimeter. Dieselben bestehen bisweilen nicht aus einem einheitlichen Krystalle, sondern aus einem Karlsbader Zwilling oder aus mehreren, Kugelsector-ähnlichen Theilen. Nur recht selten beobachtet man eine mehr oder weniger deutliche Krystallbegrenzung. Die Schnitte sind dann je nach der Lage entweder sechsseitig oder rectangulär.

Mikroskopisch zeigt es sich, dass die Orthoklassubstanz nicht rein ist, sondern zahlreiche kleine Plagioklaspartien und oft auch Körner von Quarz und Biotit oder Hornblende einschliesst. Die Einschlüsse häufen sich gewöhnlich in gewissen Zonen an, welche in den Schnitten als concentrische Ringe hervortreten. Oft sieht man eine grosse Menge (bis 10) solcher Ringe um einander, wodurch dann ein sehr ausgeprägter zonarer Bau des Krystalleies zur Erscheinung kommt. Zuweilen bildet der Plagioklas nicht nur einen äusseren Mantel, sondern auch einen oder zwei dem Aussenmantel an Breite gleiche innere Ringe. Immer sind alle diese Ringe genau parallel mit einander und mit dem äusseren Umrisse des Krystalles. Was die Ursache für diese Ei-, oder vielleicht besser gesagt, Ovoidgestalt der Einsprenglinge, welche überall in diesem Gebiete constant auftritt, sein möge, erscheint sehr dunkel. Jeder Gedanke an eine Resorption in so grossem Maasstabe und in solcher Regelmässigkeit ist von vorneherein ausgeschlossen. Uebrigens zeigen weder der äussere Saum, noch die inneren Ringe jemals Einbuchtungen, welche

1*

einer Corrosion zugeschrieben werden könnten, sondern sie verlaufen immer vollständig regelmässig. Die eiförmige Gestalt scheint somit während der gesammten Wachsthumsperiode des Krystalles bestanden zu haben. Könnte man vielleicht in der auffallend unreinen Beschaffenheit des Orthoklases dieser Ovoide die Ursache dafür suchen, dass die Substanz sich nicht zu ebenflächig begrenzten Krystallen, sondern zu rundlichen, obwohl gleichmässig orientirten Individuen entwickelt hat?

Zuweilen findet man auch unter den Einsprenglingen solche, welche nur aus Oligoklas bestehen. Dieser bildet niemals Kugeln, sondern ebenflächige Krystalle, welche die Orthoklaskugeln an Grösse nicht erreichen.

Die zwischen den grösseren Krystallen liegende Grundmasse ist ein recht grobkörniges Gemenge (Korngrösse 2—5 Millimeter) von röthlichem Orthoklas, grünem Plagioklas, aschgrauem Quarz, dunklem Biotit (Lepidomelan) und Hornblende. Letztere enthält oft einen Kern von Augit. Die beachtenswerteste Eigenthümlichkeit in der Structur ist der hohe Idiomorphismus des Quarzes. Er bildet gewöhnlich kleine Krystallkörner, welche theils abgerundet sind, theils eine deutliche Dihexaëderform zeigen. Ein grosser Theil des Quarzes ist in den anderen Gemengtheilen eingewachsen, wobei nicht nur die Feldspathe, sondern auch die Hornblende und die übrigen eisenreichen Silicate mit diesen Quarzkörnern schriftgranitische Verwachsungen bilden.

Sehr interessante Krystallisationserscheinungen wurden an mehreren Stellen beobachtet. Es sind dies ungefähr 10—15 Centimeter lange, oblonge, klumpenförmige Massen von Orthoklas- und Quarzkörnern, welche gleichwie die gewöhnlichen Orthoklaseier, mit welchen sie sogar in der Gestalt eine grosse Aehnlichkeit zeigen, von einer äusseren Hülle aus Plagioklas umgeben sind. Diese Hülle hat ungefähr dieselbe Dicke, wie bei den Feldspatheiern. Innerhalb dieses Plagioklasmantels liegt zunächst eine etwas breitere, aus Orthoklas bestehende Hülle. Die Substanz derselben ist nicht in der ganzen Hülle gleich orientirt, sondern sie wird aus einer Menge kleineren, unregelmässig liegenden Krystallsectoren aufgebaut. Diese haben ungefähr denselben Radius wie die gewöhnlichen Orthoklaskugeln. Das innerhalb dieser beiden Zonen liegende

mittelkörnige Quarzorthoklasgemenge hat eine panidiomorphkörnige Structur. Das Fehlen jeder scharfen Grenze gegen die äusseren Zonen und die regelmässig ellipsoidische Gestalt dieser Klumpen macht ihre Deutung als mechanische Einschlüsse unwahrscheinlich. Ich möchte diese auffallenden Erscheinungen so deuten, dass die Hauptmasse der Klumpen frühe Ausscheidungen darstellen, und zu der Zeit, bei welcher sich die porphyrischen Feldspatheier bildeten, schon als rundliche Klumpen vorhanden waren und somit als Ansatzpunkte für den später sich ausscheidenden Orthoklas und Plagioklas dienten.

Neben den Hauptgemengtheilen sind noch Zirkon, Apatit und Eisenerze häufig vorhanden. Der Zirkon scheint niemals zu fehlen und bildet oft ungewöhnlich grosse, gut begrenzte Krystalle, welche von allen anderen Mineralien umschlossen werden. Die Menge des Apatits ist eine sehr wechselnde. Er ist gewöhnlich in der Form von schmalen Säulchen in den eisenreichen Silicaten eingewachsen.

Kleinere oder grössere miarolithische Hohlräume sind im Rapakiwi sehr häufig, wie es scheint sogar ausnahmslos vorhanden. In diese ragen die Krystallspitzen von Quarz und Feldspath hinein. Sie erreichen zuweilen eine Grösse von mehreren Metern im Durchschnitt. Die kleineren werden oft von Flusspath erfüllt, welcher in beinahe keinem Dünnschliffe von diesem oder den anderen hierher gehörigen Gesteinen fehlt.

Der gewöhnliche Rapakiwi hat einen röthlichen Ton, welcher durch die ziegel- bis fleischrothe Farbe des vorherrschenden Orthoklases bedingt wird. Nur ziemlich selten kommt eine Varietät vor, in welcher der Feldspath durchgehends ganz dunkelgrün ist, und welche deshalb besonders in den Handstücken ein sehr abweichendes, beinahe gabbroähnliches Aussehen hat. Einen wesentlichen Unterschied zwischen dieser und der gewöhnlichen Varietät gibt es nicht, denn schon auf der verwitterten Oberfläche kann man beobachten, dass der grüne Feldspath zum grossen Theile aus Orthoklas besteht, welcher in den Eiern von den gewöhnlichen weissen Ringen umgeben ist. Es ist wahrscheinlich, dass diese Abart zu den Angaben Veranlassung gegeben hat, es trete in Zusammenhang mit dem Rapakiwi im Wiborgischen Gebiete ein basischeres, „syenitgranitisches“ Gestein auf. Ich habe dort nirgends ein Gestein beobachtet, welches durch seine Mineralzusammensetzung eine mehr basische Beschaffenheit

als die Hauptmasse andeuten konnte. Vielmehr scheint die grosse Gleichförmigkeit in dem mineralischen und daher auch chemischen Bestande eben eine sehr charakteristische Eigenthümlichkeit dieser merkwürdigen Gesteinsmasse zu sein.

Rapakiwi von dem jetzt geschilderten Typus bildet die Hauptmasse des grossen Wiborgischen Rapakiwigebietes, welches sich längs dem Nordufer des finnischen Meerbusens von dem Wuoxenflusse, östlich von der Stadt Wiborg, in westlicher Richtung bis nach der Gegend von Londisa, im Bezirke Nylav, in einer Länge von 200 Kilometer, und gegen Norden bis in das Kirchspiel Suomenniemi, 100 Kilometer von der Küste, erstreckt. Es hat eine Gesammtausdehnung von mindestens 12.000 Quadratkilometer. Werden die an der Küste liegenden Inseln mit eingerechnet, so wird das Areal sogar noch erheblich grösser.

Nur ganz untergeordnet kommen in diesem Gebiete andere Structurvarietäten vor. Die meisten von diesen schliessen sich nahe an den Haupttypus an und sind durch Uebergänge mit jenem verbunden.

Es ist nicht gerade ungewöhnlich, dass im Rapakiwi die Oligoklashüllen zurücktreten oder verschwinden. Wenn dann zugleich die Orthoklaskugeln ihre runde Form verlieren und an Grösse abnehmen, so entsteht ein weniger deutlich porphyrisches Gestein, welches hauptsächlich aus einem panidiomorphkörnigen Gemenge von ziegelrothem Orthoklas und zwischen diesen eingeklemmten, kleinen, runden, grauen Quarzkörnern besteht. So lange jedoch die Orthoklaskrystalle viel grösser als die Quarzkörner sind, hat das Gestein noch viel Verwandtschaft mit dem typischen Rapakiwi; erst wenn es gleichkörniger wird, nähert es sich in seinem Aussehen mehr den Graniten.

Während in dem echten Rapakiwi der Kalifeldspath ausschliesslich ein Orthoklas ist, tritt in diesen granitähnlichen Formen der Mikroklin viel häufiger auf. Oft ist sogar kein Orthoklas mehr vorhanden. Der Plagioklas, welcher auch hier in der Nähe der Oligoklasreihe stehen mag, ist gewöhnlich entschieden früher gebildet als der Kalifeldspath. Dagegen ist der Quarz auch oft, obgleich nicht immer, zum Theile in diesen Plagioklaskrystallen in der Form von kleinen Körnern eingewachsen. Gewöhnlich findet man jedoch zugleich in demselben Dünnschliffe andere Stellen, wo der Plagioklas gegen Quarz eine

idiomorphe Begrenzung zeigt. Die gegenseitige Formbegrenzung von Quarz und Mikroklin ist noch mehr wechselnd, als die zwischen Plagioklas und Quarz, indem man recht oft beobachten kann, dass die verschiedenen Körner dieser Mineralien auf der einen Seite mit Krystallbegrenzung, auf der anderen Seite entschieden allotriomorph begrenzt auftreten. Im allgemeinen gilt es jedoch, dass der Quarz höher idiomorph ist als der Mikroklin. Die Begrenzung des Glimmers, welcher auch hier ein Lepidomelan ist, ist eine sehr verschiedene. Zuweilen liegt er in den Feldspathen eingewachsen und hat da gewöhnlich Krystallbegrenzung. Oefter bildet er lappige, mit Quarz und Feldspath verwachsene Individuen, und in mehreren Fällen ist die Begrenzung gegen die Quarzkörner eine solche, dass man nicht die Annahme umgehen kann, dass allerdings ein Theil des Glimmers jünger ist als die naheliegenden Quarzkrystalle. Er ist nämlich gegen diesen ebenso entschieden allotriomorph, wie der Flusspath der miarolithischen Hohlräume, an welchen er da oft grenzt.

Die accessorischen Gemengtheile sind dieselben wie in dem normalen Rapakiwi. Die Zirkonkrystalle sind hier oft wunderschön ausgebildet. Auffallend ist es, dass Apatitnadeln den Glimmer in einigen Gesteinen ganz durchspicken, während er in anderen und besonders da, wo er allotriomorph auftritt, vollständig frei von ihnen ist.

In den grob- oder mittelkörnigen Varietäten dieser gleichkörnigen Gesteine sind die Gemengtheile im allgemeinen recht gut von einander getrennt, so dass das Gestein ungefähr wie eine aus zusammengebackten Krystallkörnern von Orthoklas und Quarz bestehende Arkose aussieht. Diese Gesteine schliessen sich nahe an den echten Rapakiwi an und sind gewöhnlich durch Uebergänge mit diesem verbunden. Sie bilden meistens kleine, rundlich begrenzte Gebiete von einer Ausdehnung, welche nicht einige Hektometer übersteigt.

In den feiner körnigen dieser granitähnlichen Gesteine ist dagegen die Verwachsung zwischen dem Quarze und den übrigen Gemengtheilen oft so innig, dass die Structur sich der granophyrischen nähert. Hierbei ist der Quarz wieder ebenso oft mit den eisenreichen Silicaten, wie mit den Feldspathen schriftgranitisch verwachsen.

Eine sehr charakteristische Varietät dieser Gesteine ist dadurch gekennzeichnet, dass der Biotit im kleinen, von der lichtröthlichen

oder bräunlichen Hauptmasse des Gesteins sich scharf abhebenden Flecken angesammelt ist.

Diese feinkörnigen Gesteine kommen hauptsächlich in der Form von Gängen vor. Doch treten sie auch zusammen mit den gröber körnigen in den vorher genannten kleineren Massiven auf. Es gibt auch Fälle, wo die Begrenzung der Partien von feinkörnigem Gestein gegen den Rapakiwi eine solche ist, dass man sie bei der ersten Aufnahme als mechanische Einschlüsse bezeichnet hat. Die meisten von diesen angeblichen Einschlüssen scheinen indessen nur Reste von Gängen zu sein, von denen der grösste Theil erodirt wurde. Ob es unter ihnen auch wirkliche Fragmente eines feinkörnigen Gesteins, welches früher als die Hauptmasse fest wurde, gebe, wage ich nicht bestimmt zu entscheiden. Dass alle diese Ganggesteine demselben Magma wie das Hauptgestein angehören, kann wohl kaum zweifelhaft sein, da der Mineralbestand ganz derselbe ist und auch die Structur viele ähnliche Züge zeigt. Uebrigens treten sie nur innerhalb der Rapakiwigebiete oder in deren unmittelbaren Nähe auf.

In anderen Gängen finden wir ein Gestein, welches als Granitporphyr bezeichnet werden muss. Es besteht aus einer feinkörnigen, hauptsächlich aus Quarz und Feldspath zusammengesetzten, röthlichen Grundmasse mit darin liegenden porphyrischen Orthoklaskrystallen und grauen, abgerundeten Quarzen. Näher inner- oder ausserhalb der Grenzen des Gebietes tritt auch ein typischer Quarzporphyr in der Form von Gängen auf. Die meistens granophyrische, seltener mikrofelsitische Grundmasse ist hier ganz dicht und hat gewöhnlich eine charakteristische violettbraune Farbe. Die porphyrischen Feldspathe und Quarze sind sehr gut krystallisirt. Letztere zeigen oft Corrosionsphänomene.

Dasselbe Gestein bildet auch einen grossen Theil der Insel Hochland im finnischen Meerbusen.

Ganz untergeordnet kommt im Rapakiwi ein Pegmatit vor, welcher hauptsächlich aus Orthoklas und Quarz im groben, schriftgranitischen Gefüge besteht. Er bildet theils schmale Gänge, theils klumpenförmige kleinere Partien, welche unverkennbar ausgefüllte ursprüngliche miarolithische Hohlräume sind. Die Mineralien dieses Pegmatit stimmen in allen ihren Eigenschaften vollständig mit jenen des Rapakiwi überein. In anderen Gängen tritt der Quarz allein für sich auf und diese zeigen oft Uebergänge zu solchen, welche Feldspath führen,

und zu wirklichem Pegmatit. Sowohl Pegmatit wie Quarz sind wohl aus den letzten Resten des Rapakiwimagma, welche wahrscheinlich reicher an Wasser oder anderen Lösungsmitteln (agents minéralisateurs) waren und daher langsamer als sonst krystallisirten, gebildet.

Die einzige auf mechanische Einwirkungen deutende Erscheinung, welche in allen diesen Gesteinen zu beobachten ist, ist eine zuweilen vorkommende, schwach undulöse Auslöschung des Quarzes. Sie ist jedoch keineswegs immer vorhanden und niemals sehr ausgeprägt. Oft ist sie nur auf einzelne Stellen in jedem Dünnschliffe beschränkt, während der grösste Theil der Quarzkörner vollständig unverändert ist. Deswegen scheint es mir schwierig, die Erscheinung dem Gebirgsdruck als wirkenden Factor zuzuschreiben. Wenn es nicht geradezu ein primäres Phänomen ist, d. h. entweder durch Spannungen und Volumveränderungen, welche bei der Erkaltung eintraten, oder durch die Bewegungen, welche während oder nach der Verfestigung der einzelnen Theile bei der Zufuhr neuer Magmamassen stattfanden, zu erklären ist, so muss es wohl doch auf verhältnismässig unbedeutende Dislocationen zurückgeführt werden.

Die schnelle Verwitterung des Wiborgischen Rapakiwi ist in Finnland fast sprichwörtlich geworden. Sie ist hier um so auffallender, als im allgemeinen die durch Glacialerosion reingeschabten und geschliffenen Felsen unserer krystallinischen Gesteine ausserordentlich frisch sind. Man muss sich auch nicht vorstellen, dass die Verwitterung hier schon zu einer grösseren Tiefe vorgedrungen sei. Nur die obersten Theile der Felsen sind, wo sie entblösst liegen, bis zu einer Tiefe von einem oder zwei Metern verwittert. Wo sie durch Grus oder fliessendes Wasser geschützt waren, zeigen sie heute noch oft mit grosser Deutlichkeit Politur und feine Kritze als Spuren von der Eiszeit. Ich habe sogar innerhalb des Rapakiwigebietes ein reicheres Material von Beobachtungen über Gletscherschliffe als in vielen anderen bergigen Gegenden Finnlands gesammelt.

Jedenfalls ist es thatsächlich, dass das Gestein dem Einflusse der Atmosphärilien ausgesetzt, also besonders auf den südlichen Seiten der Felsen, äusserst schnell in Grus zerfällt. Davon zeugt unter anderem die bekannte Alexandersäule in Petersburg, ein aus Wiborg-Rapakiwi bestehender Monolith, welcher bald nach seiner Errichtung so zahlreiche, sich immer vermehrende Risse zeigte, dass sein vollständiges Zerfallen nur als eine Frage der Zeit erscheint.

Besonders durch das actuelle Interesse, welches die Verwitterung des Rapakiwi hierdurch erhielt, ist eine recht weitläufige Discussion über diesen Gegenstand hervorgerufen worden.

In der von H. Struve im Jahre 1863 veröffentlichten Abhandlung, Die Alexandersäule und der Rapakiwi[1]), ist diese Discussion vollständig referirt. Die Annahme des Verfassers, dass das schnelle Verrotten des Gesteins dadurch zu erklären sei, dass es im heissen Zustande „durch vom Norden hereinbrechende Wasserfluthen" plötzlich erkaltet wurde, wodurch eine Menge kleiner unsichtbarer Risse entstanden seien, ist wohl unter allen den Erklärungen, welche er erwähnt, die meist gewagte und hypothetische, da die Annahme einer solchen Katastrophe, wie es auch v. Ungern-Sternberg hervorgehoben hat, durch nichts gestützt wird.

Am allgemeinsten scheint man dahin zu neigen, diese Verwitterung der leichten Zersetzbarkeit der Mineralgemengtheile zuzuschreiben. Dieses ist ganz sicher ein Irrthum, da sogar die losgesprengten Mineralscherben in dem zu Grus zerfallenen Gesteine noch eine seltene Frische zeigen. Die Annahme von v. Helmersen, dass die ungleichmässige Ausdehnung der Krystalle des Feldspathes nach den verschiedenen Axenrichtungen, bei wechselnden Temperaturen, den ersten Anstoss zum Verrotten gegeben haben, scheint viel mehr Wahrscheinlichkeit zu besitzen. Nur gilt es dann zu erklären, warum diese Factoren hier stärker als in anderen Gesteinen gewirkt haben. Hier muss eine besondere Ursache vorhanden sein. Meiner Ansicht nach liegt diese Ursache in structurellen Eigenthümlichkeiten, welche bewirken, dass die Temperaturwechsel, unterstützt von dem Capillarwasser, die Gemengtheile leichter als gewöhnlich von einander lösen können. Besonders ist wohl die Leichtigkeit, womit die Orthoklasbälle sich aus der Masse lösen, ihrem concentrisch-schaligen Bau zuzuschreiben. Dass es mechanische, nicht chemische Ursachen sein müssen, die in erster Linie die Verwitterung, oder richtiger, die Zersprengung des Gesteines bedingen, bezeugt vor Allem der Umstand, dass man oft in einem und demselben, durch Zerklüftungen zertheilten Felsen eine von zwei Kluftflächen begrenzte Partie sieht, welche vollkommen vergrust ist,

[1]) Mémoires de l'Acad. Imp. des Sciences de St.-Pétersbourg. 1863, VII. Série, Tome VI, Nr. 4.

während das ganz gleichartige Gestein auf beiden Seiten derselben beinahe unverändert blieb.

Dazu verwittern verschiedene Abarten des Gesteines ungleich leicht. Doch ist der Unterschied in dieser Hinsicht nicht so durchgreifend und charakteristisch, dass man eine Eintheilung des Gesteines auf dieselbe begründen könnte, wie v. Ungern-Sternberg es gethan hat.

Innerhalb der Rapakiwigebiete in der Gegend von Nystad im westlichen Finnland ist das Hauptgestein auch theilweise dem typischen Wiborgischen Rapakiwi ähnlich, obgleich nicht immer ebenso leicht verwitternd wie dieser. Hier kommen allerdings reichlicher die Abarten vor, in welchen die Oligoklashüllen fehlen und welche hauptsächlich aus einem Gemenge von abgerundeten Orthoklaseiern und kleinen, grauen Quarzkörnern bestehen. Auch in dem Rapakiwigebiet, welches in der Gegend nördlich vom Ladoga an der russischen Grenze liegt, ist das Gestein nach den Mittheilungen von G. Lisitzin in der Hauptsache mit dem Wiborgischen Rapakiwi übereinstimmend.

Grössere Verschiedenheiten zeigen die hierher gehörenden Gesteine auf Åland, wo sie auch grössere Abwechslung als auf dem Festlande bieten.

Ein detaillirtes Eingehen auf die sehr interessanten Verhältnisse dieser Inseln würde uns aber zu weit führen.

Das reiche Beobachtungs- und Gesteinsmaterial, welches bei der von der geologischen Landesanstalt von Finnland durchgeführten Untersuchung eingesammelt wurde, wird hoffentlich in der nächsten Zukunft als Unterlage für eine in alle Einzelheiten gehende Darstellung dienen. Ich möchte hier hauptsächlich nur die Umstände hervorheben, durch welche sich die auf Åland auftretenden Gesteine von den schon geschilderten unterscheiden, oder welche von allgemeinerem geologischen Interesse sind. [1])

Das herrschende Gestein, der Åland-Rapakiwi, ist ebenfalls durch seine abgerundeten, von einer Oligoklashülle umgebenen Orthoklaseier ausgezeichnet. Die Ovoide sind jedoch etwas kleiner als im Wiborg-Rapakiwi, von im Durchschnitt nur 1 bis 1·5 Centimeter Durchmesser. Der Orthoklas dieser Kugeln ist

[1]) Die Gesteinsbeschreibungen sind zum Theil aus der von Benj. Frosterus und mir ausgeführten Erläuterung zum Kartenblatt Finström entnommen.

hier ganz ebenso wie in jenem Gesteine mit Plagioklas durchwachsen. Die Einmischung von Quarz ist hier sogar noch reichlicher als dort. Er bildet aber hier nicht concentrische Zonen von kleinen Körnern, sondern ist, besonders wenn er reichlicher vorkommt, in der Form von kleinen Stengeln ausgebildet, die eher radialstrahlig als concentrisch angeordnet sind. Die lichtröthliche Grundmasse ist feinkörnig und besteht hauptsächlich, wie es zuerst Wiik hervorgehoben hat, aus einem schriftgranitischen Gemenge von Feldspath, grösstentheils Orthoklas, und Quarz. Hierzu tritt als ein constanter Gemengtheil Hornblende in kleinen Krystallen auf, welche zuweilen einen Kern von einem theils rhombischen, theils monosymmetrischen Pyroxen enthalten. Auch Biotit ist oft vorhanden.

Die Mineralien haben ganz dieselbe Beschaffenheit und dieselben Farben wie in dem Wiborger Rapakiwi; nur der Quarz ist nicht so dunkel gefärbt, wie in jenem. Auf geschliffener Fläche oder im anstehenden Felsen ist es leicht, dieses Gestein von dem Wiborger Rapakiwi zu unterscheiden, theils durch die verschiedene Grösse der porphyrischen Ovoide, theils dadurch, dass die grobkörnige, dunklere Grundmasse in diesem die Ovoide, wie von einem dunkelfarbigen Mosaik umgeben, deutlich hervortreten lässt, während in dem Åland-Rapakiwi, wo die Grundmasse ungefähr dieselbe Farbe und dasselbe Aussehen wie der Orthoklas in den Ovoiden hat, hauptsächlich nur die helleren Plagioklasringe aus der einförmig rothen Masse hervortreten.

Fig. 2, Taf. I ist die Abbildung eines aus der Oberfläche eines Felsens entnommenen Handstückes des typischen Åland-Rapakiwi (von dem Kirchspiel Geta), die nach einer Photographie, welche ich meinem Freunde B. Frosterus verdanke, gemacht ist.

Der Åland-Rapakiwi verwittert nur mit Schwierigkeit, weshalb der Name Rapakiwi hier nur als ein Structurbegriff angewandt werden kann.

Sich auf's nächste an den typischen Åland-Rapakiwi anschliessend, kommt hier eine andere Structurvarietät vor, in welcher die runden Orthoklaskugeln fehlen. Oft gibt es anstatt dieser idiomorphe, kleine, porphyrisch abgesonderte Oligoklaskrystalle. Da aber die übrigen Gemengtheile fast ebenso gross wie jene sind, hat das Gestein doch ein recht gleichkörniges Aussehen. Schriftgranitische

Structur ist hier nicht ebenso ausgeprägt wie in dem typischen Åland-Rapakiwi. Der Quarz ist jedoch immer recht deutlich idiomorph.

Ebenso gewöhnlich ist es, dass der Rapakiwi hier in quarzporphyrische Gesteine (den sogenannten Åland-Quarzporphyr), Granophyre im Sinne Rosenbusch's, übergeht, indem die stets schriftgranitische Grundmasse reichlicher und feinkörniger wird und zugleich abgerundete porphyrische Quarzkörner hinzutreten, während die Orthoklase ohne Oligoklasmäntel und mit besserer Krystallbegrenzung ausgebildet sind. Näher an den Rändern des Gebietes, besonders aber in kleineren, ausserhalb der Grenzen liegenden, apophysenartigen Massen tritt auch ein mehr typischer Quarzporphyr mit mikrofelsitischer Grundmasse auf. Er zeigt zuweilen eine ungewöhnlich schöne, parallel zu den Grenzen verlaufende Fluidalstructur und hat dann eine überraschende Aehnlichkeit mit einigen Varietäten des bekannten Quarzporphyr von Bliberget in Dalekarlien in Schweden. Die vielen Uebergangsglieder zwischen dem typischen Rapakiwi und den Quarzporphyren, welche auf Åland in lückenloser Vollständigkeit vorhanden sind, bieten in structureller Beziehung ein sehr grosses Interesse dar.

Der eigentliche Åland-Rapakiwi und die mit ihm nahe verbundenen Typen setzen den grössten Theil des åländischen Rapakiwigebietes zusammen, wobei im allgemeinen der echte Rapakiwi mehr central, die quarzporphyrischen Varietäten mehr peripherisch aufzutreten scheinen.

Während diese Gesteine (mit Ausnahme des Felsophyrs) meistens durch Uebergänge eng mit einander verbunden sind, treten hier ebenso wie in dem übrigen Gebiete andere Gesteine, die man makroskopisch zunächst als mittel- oder feinkörnige Granite bezeichnen würde, mehr selbständig auf. Mikroskopisch findet man jedoch, dass die Structur dieser Gesteine bei weitem nicht eine echt granitische ist. Auch in den Varietäten, welche sich derselben am meisten nähern, behält der Quarz immer einen sehr deutlichen Idiomorphismus. Viel öfter findet man unter diesen feinkörnigen Gesteinen solche, deren Structur durch und durch eine schriftgranitische ist. Frosterus und ich haben sie in den Erläuterungen zum Kartenblatt Finström unter dem Namen Åland-Granophyr aufgeführt. Sie unterscheiden sich noch von den typischen Granophyren dadurch, dass die Ein-

sprenglinge hier meistens fehlen [1]) und die Gesteine nur von einem sehr feinkörnigen, hier jedoch niemals ganz dichten Gemenge von Orthoklas und Quarz in schriftgranitischer Verwachsung bestehen. Mikroskopisch erkennt man, dass der Quarz meistens schmale Stengel bildet, welche im Querschnitt eine drei- bis viereckige Begrenzung zeigen. Diese Quarzstengel sind meistens mehr oder weniger deutlich radial-strahlig angeordnet. Die zwischen den Strahlen eines solchen Bündels liegenden Orthoklastheile sind oft gleich orientirt, d. h. bilden einen einheitlichen Krystall. Zwischen diesen Theilen sieht man aber, bei genauer Betrachtung schon mit blossem Auge, etwas gröbere Krystallkörner von Feldspath, Quarz und Hornblende oder Biotit. In diesen Theilen liegen immer die kleinen miarolithischen Hohlräume, welche in diesem Gestein äusserst häufig vorkommen und in welche die Krystallspitzen von Quarz und Feldspath hineinragen. Diese Theile sind somit die am spätesten erstarrten und sind, obgleich sie grobkörnig sind, gewissermassen als eine spätere Generation aufzufassen, während die von Quarz innigst durchwachsenen Orthoklaspartien als undeutlich ausgebildete Einsprenglinge betrachtet werden können. Orthoklas und Quarz kommen auch zuweilen als besser individualisirte Krystalle vor, welche da meistens von einer schmalen Zone ganz feinkörnigen Mikropegmatits umgeben sind.

Kleine miarolithische Hohlräume sind auch in den übrigen åländischen Rapakiwigesteinen sehr gewöhnlich. Sie sind oft mit Flussspath gefüllt. In einigen Gesteinen von der Insel Eckerö habe ich auch Topas als Ausfüllungsmasse eines solchen Hohlraumes beobachtet.

Zirkon ist in diesen Gesteinen ein ebenso verbreiteter Gast wie in den Wiborgischen. Zusammen mit ihm tritt aber auch ein Mineral in langen Säulen auf, welches eine ebenso starke Lichtbrechung und übrigens ähnliche Eigenschaften zeigt, sich aber durch seine Auslöschung entschieden als monosymmetrisch erweist. Es stimmt in seinen Eigenschaften mit keinem mir bekannten Minerale überein. Die Menge des Apatits ist auch hier eine sehr wechselnde. In den quarzporphyrischen Gesteinen enthält er zuweilen Glaseinschlüsse.

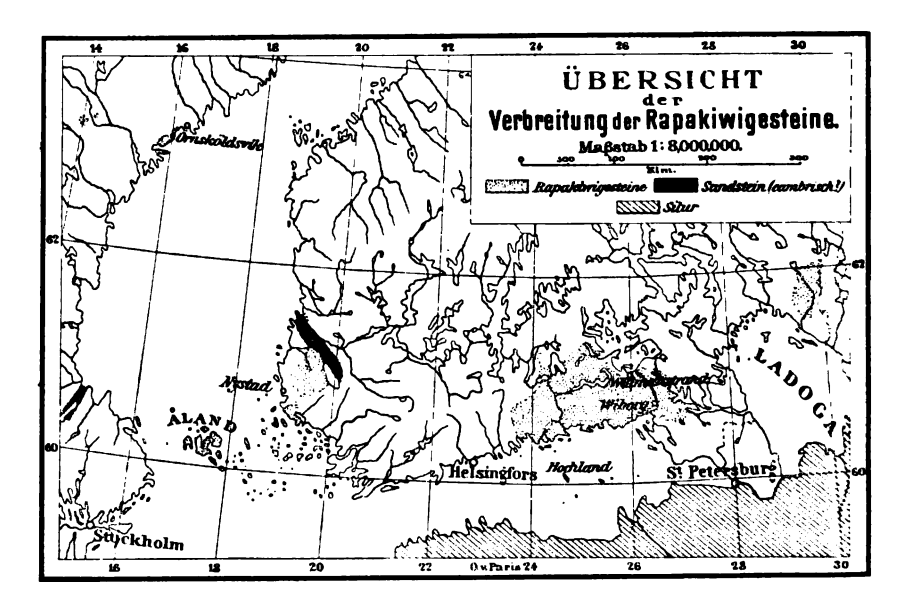
[1]) Da der Name Granophyr sich immer mehr über seine ursprüngliche Bedeutung ausgedehnt hat und schlechthin für alle schriftgranitischen Verwachsungen von Feldspath und Quarz angewandt wird, kann man wohl auch von einsprenglingsfreien Granophyren sprechen.

Die letztgeschilderten gleichkörnigen Gesteine kommen theils in Massiven, welche zuweilen einen Durchmesser von 5—8 Kilometer erreichen, theils in Gängen vor, welche die anderen Gesteinsvarietäten durchsetzen. Obgleich sie sich hierdurch meistens als die jüngsten der hier auftretenden Gesteine erweisen, ist ihr genetischer Zusammenhang mit ihnen ganz zweifellos. An der Grenze gegen diese zeigen sie oft structurelle Uebergänge, indem Feldspathovoide auch in dem feinkörnigen Gesteine auftreten. Die Gänge zeigen nur zum Theil ganz scharfe Grenzen gegen das umgebende Gestein. Hierbei zeigt es sich deutlich, dass sie Ausfüllungen von Klüften sind, welche zuweilen zickzackförmig verlaufende Grenzen haben. Zum Theil beobachtet man die eigenthümliche Erscheinung, dass die Grenze nicht wie ein gerader Schnitt verläuft, sondern die Feldspathe zur Hälfte in dem umgebenden, zur Hälfte im Ganggestein liegen. Und doch hat man es hier gewiss nicht mit Schlieren in der gewöhnlichen Meinung zu thun; denn man kann sie als recht deutlich begrenzte, gleich breite Gänge mehrere Meter weit verfolgen. Ich halte es für nicht unwahrscheinlich, dass sie Ausfüllungen von Spalten sind, welche in dem noch nicht gänzlich verfestigten Gesteine aufgerissen sind. Es wurde auch ein Gang im normalen Rapakiwi beobachtet, dessen Ausfüllungsmasse theils aus einem ähnlichen Rapakiwi, theils aus Åland-Granophyr bestand.

Endlich gibt es auch unzweifelhafte mechanische Einschlüsse von feiner körnigen Varietäten. Einer von diesen Einschlüssen wird von einem schmalen Gange durchsetzt, welcher an den Grenzen des Einschlusses quer abbricht. Auch sieht man Gänge, welche andere durchschneiden, wobei zuweilen das Gestein in dem späteren Gange gröber körnig ist als in dem früheren. An den Grenzen der grösseren Granitmassive gegen den Rapakiwi kann man auch oft mehrere schmale, parallel der Contactfläche verlaufende Zonen beobachten, welche sich structurell von einander unterscheiden, indem die Grösse und die Verwachsungsart der Mineralien in jedem von diesen etwas verschieden sind.

Alles dieses beweist, dass die verschiedenen Structurvarietäten in dem åländischen Rapakiwigebiete nur als unter verschiedenen Umständen erstarrte, theils auch zeitlich gesonderte Ausbildungsformen desselben Magmas aufgefasst werden müssen.

Gesteine, welche sowohl structurell als geologisch sich an die finnländischen Rapakiwigesteine anschliessen, kommen nach Lundbohm[1]) auch in Westernorrland und Jämtland, im nördlichen Schweden, vor. Er hatte die Freundlichkeit, mir eine Mittheilung über die Verbreitung dieser Gesteine zu geben, welche den Angaben auf der nachstehenden Kartenskizze zu Grunde gelegt wurden. Nach weiteren Mittheilungen Lundbohm's kommen Felsarten, welche aller Wahrscheinlichkeit nach zu derselben Gesteinsreihe gehören, auch an anderen Stellen im östlichen Schweden vor.



Bezüglich der kleinen Kartenskizze, welche die Daten zusammenfasst, welche bis jetzt über die Verbreitung der geschilderten Gesteinsreihe bekannt wurden, muss übrigens Folgendes bemerkt werden: Nur die Rapakiwigebiete im südwestlichen Finnland sind bisher vollständig erforscht. Es ist nicht unmöglich, dass sich auch hier eine weitere Verbreitung gegen Norden, längs dem Ostufer des bottnischen Meerbusens, herausstelle. In dem Wiborgischen Gebiete ist nur die westliche Grenze festgestellt. Möglicherweise wird man aber auch hier apophysenartige Ausläufer, welche aus mehr granitähnlichen

[1]) H. Lundbohm, Geschiebe aus der Umgegend von Königsberg in Ostpreussen. Schriften der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg, 1888.

Gesteinen bestehen, und deswegen mit den archäischen Graniten verwechselt worden sind, kennen lernen. Die Nordgrenze ist zwar nur auf Grund von einzelnen Beobachtungen zusammengestellt, dürfte aber der Hauptsache nach der Wahrheit entsprechen. Dagegen ist die Verbreitung gegen Ost und Südost gar nicht bestimmt festgestellt. Am wenigsten kennt man die Verbreitung dieser Gesteine in der Gegend nordöstlich von Ladoga. Es ist sehr wahrscheinlich, dass man hier noch ausgedehntere Gebiete kennen lernen wird.

Ehe wir zu dem geologischen Auftreten des Rapakiwi und dessen Verhältnis zu anderen Gesteinen übergehen, wollen wir noch einen kurzen Rückblick auf die Structurvarietäten, denen wir hier begegnet sind, werfen, besonders um zu versuchen, ob wir von ihrer Stellung im Systeme oder sozusagen ihrem genetischen Wert eine Vorstellung erhalten können.[1]

Zunächst muss bemerkt werden, dass alle die verschiedenen hier vorkommenden Gesteinsvarietäten so eng mit einander verbunden sind, und auch in der Structur so viele gemeinsame Züge zeigen, dass es praktisch scheint, sie auch bei einer rein petrologischen Darstellung zusammen zu halten. Die Bezeichnung Rapakiwigesteine wäre somit zunächst als Sammelname für diese Gruppe von geologisch und meistens auch structurell nahe verwandten Gesteinen zu verwenden.

Nun kann man aber auch unter diesen Gesteinen, wie wir gesehen haben, eine Menge recht gut charakterisirter Gesteinstypen ausscheiden. Von denselben stimmen einige mit allgemein und wohlbekannten Typen des petrologischen Systems vollständig überein. Geht man von diesen aus und verfolgt man die Uebergänge, welche sie zu den übrigen Varietäten zeigen, so wird es möglich, auch über die Stellung von jenen sich eine Vorstellung zu bilden.

In kleineren Mengen, ausserhalb der Grenzen der grösseren Gebiete, fanden wir zunächst Gesteine, welche als typische Quarzporphyre mit mikrofelsitischer oder granophyrischer Grundmasse bezeichnet werden mussten. Auf Åland, wo diese am reichlichsten vorkommen[2], tritt auch innerhalb des Gebietes ein ähnlicher

[1]) Leider kann ich hierbei mehrere Wiederholungen der Deutlichkeit wegen nicht vermeiden.

[2]) Bei einem Besuche in den Sammlungen in Kopenhagen fiel mir der Umstand auf, dass unter den auf den dänischen Inseln eingesammelten glacialen Blöcken åländischen Ursprungs, die quarzporphyrischen Varietäten im Verhältnis zu dem

Quarzporphyr auf, welcher sich indessen dadurch von den vorigen unterscheidet, dass die immerhin granophyrische Grundmasse etwas gröber körnig (deutlich phanero-krystallinisch) ist und zugleich die Einsprenglinge mehr rundlich begrenzt sind. Schon hier begegnet man oft einzelnen von Oligoklasmänteln umgebenen Orthoklasovoiden.

Wenn diese zahlreicher werden, treten die porphyrischen Quarzkrystalle ganz zurück, und als Gemengtheile der ersten Generation findet man nur die rundlichen, von einem Oligoklasmantel umgebenen Orthoklaskrystalle, welche oft reichlich mit meistens radial angeordneten Quarzstengeln durchwachsen sind und in einer fortwährend granophyrischen, etwas gröber körnigen Grundmasse liegen. Aus den Quarzporphyren entwickelt sich so allmählich der Åland-Rapakiwi.

Denkt man sich, dass diese ellipsoidischen Krystalle noch grösser werden, und dass die Grundmasse spärlicher und noch gröber körnig wird, wobei natürlich auch die Verwachsungen der verschiedenen Mineralien nicht so intim sein können wie vorher, so kommt man zu einer Structur, welche der des Wiborg-Rapakiwi genau entspricht.

Es scheint daher eine beinahe ununterbrochene Uebergangsreihe vorzuliegen, welche von Gesteinen mit typisch effusivem Charakter — den Quarzporphyren — zu grobkrystallinischen Granitporphyren von einem eigenthümlichen Habitus — Wiborg-Rapakiwi — führt. Der Unterschied zwischen den verschiedenen Typen zeigt sich theils durch die zunehmende Korngrösse, wobei der Verband zwischen den Mineralien der Grundmasse immer weniger innig wird, theils dadurch, dass unter den porphyrischen Gemengtheilen Feldspath immer entschiedener die Herrschaft gewinnt. [1]) Man kann wohl diese allmählich ein-

Rapakiwi viel häufiger waren, als man aus ihrer jetzigen Verbreitung auf Åland erwarten würde. Wenn dieses nicht auf mehr zufälligen Umständen beruht, scheint es anzudeuten, dass noch während der Eiszeit die quarzporphyrischen Varietäten hier eine weit grössere Verbreitung hatten, als jetzt, was in Betracht der sehr erheblichen Blocktransporte gerade nicht unwahrscheinlich scheint.

[1]) Auch scheint es mir schwierig die Annahme umgehen zu können, dass die Krystallausscheidungen in mehreren der geschilderten Gesteine in einer ganz anderen Reihenfolge als in den echten Graniten stattgefunden haben. Nur so lassen sich die oft sehr auffälligen Begrenzungsverhältnisse der verschiedenen Gemengtheile ohne Zwang erklären. Die auffallend unreine Beschaffenheit der Mineralien und mehrere andere Erscheinungen (vergl. pag. 4) scheinen anzudeuten, dass zumal die Quarzausscheidung eine sehr langdauernde gewesen sei und theilweise über die der anderen Gemengtheile übergreift. Dass das Gesetz von der abnehmenden Basicität

tretenden, in einer bestimmten Richtung verlaufenden Veränderungen nicht anders erklären, als durch eine Aenderung des Umstandes, welcher in erster Linie auf die physikalischen Bedingungen, welche die Krystallisation beeinflussend, verändernd einwirkt: die Entfernung von der Grenzfläche oder, wenn es sich um grössere Massen handelt, von der Erdoberfläche. Demnach wäre der Åland-Rapakiwi als eine etwas tiefer krystallisirte Form des Magmas, welches nahe an der Oberfläche zu Quarzporphyr erstarrt ist, der Wiborg-Rapakiwi wieder als eine noch tiefer krystallisirte Ausbildungsform desselben Magmas anzusehen.

Beide würden somit eine Zwischenstellung zwischen den effusiven und abyssischen Typen einnehmen. Der Wiborg-Rapakiwi nähert sich schon jenen. In der That gibt es Gesteine von einer recht ähnlichen Structur auch unter den älteren, sicher intrusiven, granitischen Tiefengesteinen Finnlands; doch unterscheidet er sich von ihnen in der Structur theils durch die rundliche Gestalt der Feldspatheinsprenglinge, welche nur relativ selten in jenen Gesteinen vorhanden ist, theils dadurch, dass die Grundmasse noch immer eine Annäherung an das granophyrische Gefüge zeigt.

Dasselbe, was von dem eigentlichen Rapakiwi gesagt wurde, gilt natürlich auch mutatis mutandis von den mit ihm nahe verwandten Gesteinsvarietäten.

Dagegen sind die gleichkörnigen granitischen Gesteine sowohl geologisch als structurell von den vorigen besser gesondert. Obwohl sie auch oft Uebergänge in jene zeigen, sind diese Uebergänge nicht derart, dass man durch sie ihre Stellung klarer darthun könnte. Berücksichtigt man aber nur diese granitischen Gesteine an und für sich, so erkennt man, dass man auch hier gewissermassen eine Uebergangsreihe vor sich hat, welche parallel zu der vorigen geht. In einigen dieser Gesteine, besonders in den feinerkörnigen, welche auf Åland in Gängen oder als Grenzzonen in den „Granitmassiven“ auftreten, ist die Verwachsung des Quarzes mit dem Feldspathe so

---

der Mineralausscheidungen auch sonst keine ganz allgemeine Giltigkeit besitzt, zeigt sich besonders deutlich bei den ophitischen Diabasen, wo ein Theil des Augites so entschieden jünger ist als der letzte Theil des zuweilen recht sauren Plagioklases. Es liegt aber nicht im Zwecke dieses Aufsatzes, näher auf diese schwierige Frage einzugehen.

innig, dass sie geradezu als Granophyre, obgleich ohne Einsprenglinge, bezeichnet werden konnten. Sie stellen sich somit parallel zu der Grundmasse in dem Åland-Quarzporphyr oder dem Åland-Rapakiwi. Aber gleichwie in der vorigen Reihe bei zunehmender Korngrösse die Verwachsungen in der Grundmasse des Wiborg-Rapakiwi viel weniger innig waren, findet man auch unter den gleichkörnigen Gesteinen eine Reihe von Uebergängen zu solchen, in welchen der Quarz und der Feldspath immer besser gesonderte Krystalle oder Krystallkörner bilden. Doch ist, wie schon oft erwähnt, auch in den am deutlichsten körnigen Varietäten der Quarz immer recht gut idiomorph ausgebildet, oder richtiger gesagt, umschliessen die Quarze und die Feldspathe noch zum Theil einander gegenseitig. Es ist aber leicht, sich diese Entwicklung in derselben Richtung so weit gediehen zu denken, bis die Gemengtheile vollständig getrennte Körner bilden, und zumal, wenn der Abschluss der Krystallisation des Quarzes ein wenig zurückbleibt, die hypidiomorphkörnige Structur der echten Granite erreicht wird. Es scheint somit hier wieder eine Uebergangsreihe vor uns zu liegen, welche von Gesteinen mit typischer Mikropegmatitstructur zu solchen führt, welche sich immer mehr den echten hypidiomorphkörnigen Graniten nähern.[1])

Dass Granite peripherisch in Granophyre übergehen, ist eine schon vielfach beobachtete Thatsache. Nur ist der Uebergang gewöhnlich ein weit schrofferer, so dass er sich oft schon in einigen Metern vollzieht, während hier die in der Reihe zwischen Granophyr und Granit liegenden Gesteine recht grosse Massen repräsentiren. Dieses darf uns nicht befremden, denn wie wir schon gesehen haben, waren auch unter den porphyrischen Gesteinen in derjenigen Reihe, welche von den effusiven Quarzporphyren zu den grobkrystallinen Tiefengesteinen führt, die mittleren Glieder hier in einer ungewöhnlichen Menge und Mannigfaltigkeit vorhanden.

[1]) Das Verhältnis scheint mir gewissermassen eine Analogie zu bieten zu den Verhältnissen, wie sie vielfach in der Reihe der Gabbro- und Diabasgesteine stattfinden. In den granitisch-körnigen Gabbros ist der Pyroxen oft höher idiomorph als der Plagioklas, in den peripherischen oder in höheren Niveaus krystallisirten, ophitisch-struirten Diabasen dagegen der Plagioklas oft entschieden idiomorph gegen den jetzt nur eine vollständig formlose Zwischenklemmungsmasse bildenden Pyroxen. Auch da veränderten sich somit die gegenseitigen Begrenzungsverhältnisse der Hauptgemengtheile bei einer Aenderung in den physikalischen Bedingungen.

Dass jene gleichkörnigen Gesteine, deren Structur durch den hohen Idiomorphismus des Quarzes charakterisirt wird, trotz der Aehnlichkeit in dem Aussehen keineswegs mit den echten Graniten zusammengefasst werden dürfen, dürfte wohl aus obiger Darstellung hervorgehen. Damit man ihre Verschiedenheit besser hervorheben könne, ohne jedesmal eine weitläufige Beschreibung der Structur zu geben, möchte ich vorschlagen, sie als anoterische Granite, kurzweg Anoterite (von ἀνώτερος, höher, weil sie wahrscheinlich in höheren Niveaus krystallisirten), zu bezeichnen. [1])

Von den chemischen Analysen der Rapakiwigesteine, welche im Folgenden angeführt sind, beziehen sich I, welche v. Ungern-Sternberg [2]) und II, welche von Schridde ausgeführt sind, auf erratische Rapakiwiblöcke von der Insel Dagö, Esthland, unterhalb der Kapelle Pallokül. Die Analysen III und IV sind von Struve [3]) ausgeführte Analysen des Rapakiwi von dem Steinbruche Pyterlaks im Bezirk Wiborg, V bis VII von Lemberg ausgeführte Analysen des Quarzporphyrs von Hochland [4])

	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO_2	70·329	71·008	75·06	77·71	68·94	71·52	73·94
TiO_2	1·030	—	0·36	0·48	—	—	—
Al_2O_3	11·823	11·861	11·70	10·13	14·31	12·74	12·07
Fe_2O_3	3·730	3·921	1·04	1·41	2·29	1·78	4·45
FeO	2·376	2·312	1·57	2·15	2·75	1·81	—
MnO	Spuren	—	Spuren	Spuren	—	—	—
CaO	2·547	1·235	0·19	0·21	2·25	1·10	0·35
MgO	0·200	0·257	1·01	1·13	0·47	0·30	0·13
K_2O	3·085	3·020	6·25	4·50	7·38	7·70	6·68
Na_2O	2·410	2·585	2·56	1·85	1·13	0·72	0·83
H_2O	1·377	0·929	0·63	0·43	0·46	0·39	0·60
CO_2	0·135	0·092	—	—	—	—	—
P_2O_5	0·525	0·848	—	—	—	—	—
Ca	0·144	0·882	—	—	—	—	—
F	0·136	0·928	—	—	—	—	—
Summe . . .	99·847	99·882	100·37	100·00	99·98	98·06	99·05

[1]) Wo sie geologisch zusammengehörig mit den hier besprochenen Gesteinen sind, kann man sie auch einfach als Rapakiwigranite bezeichnen.

[2]) v. Ungern-Sternberg, l. c. pag. 40.

[3]) Struve, l. c. pag. 33.

[4]) J. Lemberg, Die Gebirgsarten der Insel Hochland chemisch-geognostisch untersucht. Archiv für die Naturkunde Liv-, Esth- und Kurlands. Dorpat 1868, Serie I, Bd. IV, pag. 18.

Das specifische Gewicht des Wiborg-Rapakiwi ist nach den Angaben Struve's (l. c.) im Mittel 2·642. Wiik[1]) gibt für Rapakiwigesteine von verschiedenen Fundorten einige Zahlen an, die zwischen 2·643 und 2·671 schwanken.

Da von diesen Analysen die genauesten, die von v. Ungern-Sternberg und Schridde ausgeführten, leider an nicht ganz frischem Material ausgeführt sind, ist es schwierig, aus den streitigen Angaben einige bestimmtere Schlüsse zu ziehen. Hier mag nur folgendes erwähnt werden. Die Armuth an Magnesia, welches eine in allen Analysen wiederkehrende Thatsache ist, bezeugt, dass die Magnesia im Glimmer zum grössten Theil durch Eisenoxydul vertreten ist, was auch mit den optischen Eigenschaften im Einklang steht. Ferner zeigen wohl alle Analysen, dass die Alkalien im Uebergewicht gegenüber dem Kalkgehalt auftreten. Die einzelnen Zahlenangaben derselben schwanken aber äusserst stark. Der geringe Kalkgehalt in den Analysen III und IV scheint mir kaum glaubhaft, da die Zahlen in jeder Analyse nicht mit dem Gehalt an Alkali und Thonerde in Beziehungen gebracht werden können und übrigens in den beiden Analysen nicht übereinstimmen.

Wie die Structurformen der Rapakiwigesteine einige Züge den Tiefengesteinen, andere den effusiven Typen entlehnen, zeigen sie auch in ihrem Auftreten eine eigenthümliche Zwischenstellung zwischen beiden. Von den übrigen granitischen Gesteinen Finnlands, welche alle älter als jene sind, zeigen sie auch in diesem Umstande eine sehr grosse Verschiedenheit.

Alle unsere älteren granitischen Gesteine, unter denen man im südlichen Finnland wenigstens zwei zeitlich gesonderte Hauptarten unterscheiden kann, sind Tiefengesteine, deren Hervordringen in causalem Zusammenhang mit den archäischen Gebirgsfaltungen gestanden hat. Sie sind in ausgedehntem Maasstabe zwischen die sedimentären Schiefergesteine intrudirt worden. Sie durchschwärmen diese oft in unzähligen Gängen, welche theils quer gegen die Schieferung, theils parallel zu dieser gehen. Besonders in diesem Falle ist die Grenze gegen das Schiefergestein oft nicht geradlinig und scharf, sondern die Grenzlinien zeigen eine fetzige und rissige Beschaffenheit, welche beweist, dass die Zerspaltung des Gesteines nicht durch

[1]) F. J. Wiik, Öfversigt af Finlands geologiska Förhållanden. Ak. afh. Helsingfors 1876, pag. 29.



Bruch, sondern durch bei den Gebirgsfaltungen geschehene Zerreissungen hervorgebracht ist.

Endlich sind die Gesteine nach ihrer Erstarrung durch die Einwirkung fortgesetzter oder neu auftretender Gebirgsfaltungen mechanisch und chemisch metamorphosirt worden.

Die Rapakiwigesteine zeigen in ihrem Auftreten einen auffallenden Gegensatz zu allen diesen Erscheinungen. Sie bilden scharf begrenzte Gebiete mit geradlinigen, die Gesteinsschichten quer durchschneidenden Grenzen. Die Apophysen in den umgebenden Gesteinen sind niemals sehr zahlreich und bilden gewöhnlich nur ganz schmale Gänge, welche deutlich ausgefüllte Radialspalten sind.

Alle hierher gehörigen Gesteine zeigen, wie schon erwähnt, niemals eine Spur von Druckschieferung [1]) und überhaupt auch keine Veränderungen des Mineralbestandes oder der Structur, welche auf regionalmetamorphe Einwirkungen bezogen werden könnten. Auch werden sie mit Ausnahme der Gebiete östlich von Nystad, wo nach Gylling Diabasgänge vorkommen, nicht von anderen Gesteinen durchsetzt.

Ein Umstand, welcher bei den Contacten des Rapakiwi vor allem in die Augen fällt, ist daher die grosse structurelle Verschiedenheit zwischen dem Rapakiwi und den umgebenden Gesteinen. In einem Aufsatze in schwedischer Sprache [2]) habe ich die Verhältnisse an der westlicheu Grenze des åländischen Rapakiwimassivs geschildert. Alle die verschiedenen hier auftretenden Gesteine, welche älter als der Rapakiwi sind, und welche Gneissgranite, Pegmatite, Gabbro- und Diabasgesteine umfassen, zeigen sehr auffallende

---

[1]) Die im inneren Finnland auftretenden, stark regionalmetamorphosirten, sogenannten Porphyrgranite, welche theilweise auch ziemlich leicht verwittern und deren Structur oft mit derjenigen des Rapakiwi eine gewisse Aehnlichkeit zeigt (vergl. pag. 3) sind von Wiik u. A. nach dem Vorgange der älteren Geologen, welche sie schlechtweg Rapakiwi nannten, mit diesem zusammengefasst worden. Sie müssen aber streng von ihm unterschieden werden, denn wie ich mich durch vielfache Beobachtungen über deren Grenzverhältnisse überzeugt habe, gehören sie gerade zu den ältesten Magmagesteinen im südlichen Finnland und sind sogar älter als ein ausgedehntes, entschieden archäisches Schiefersystem. Sie scheinen mit den von Törnebohm beschriebenen sogenannten Urgraniten in Schweden parallelisirt werden zu müssen.

[2]) J. J. Sederholm, Från Ålandsrapakivins västra gräns. Geol. Fören. i Stockholm Förh. Bd. XII, H. 6, pag. 460—470.



chemische und mechanische metamorphe Phänomene. Diese sind im allgemeinen um so prägnanter, je älter die Gesteine sind und können sich in einigen bis zu einer förmlichen Zertrümmerung des Gesteines steigern. Der Rapakiwi ist vollständig unberührt von diesen Veränderungen. Er ist hier an der Grenze quarzporphyrisch, und zwar granophyrisch ausgebildet und enthält an einigen Stellen zahlreiche, theilweise resorbirte Einschlüsse von den älteren Gesteinen.

Während die Rapakiwigesteine auf Åland oft endogene Contacterscheinungen zeigen, sind sie in den Gebieten von Nystad und Wiborg gewöhnlich unverändert am Contact. Nur an einer Stelle im letzteren Gebiete habe ich beobachtet, dass die Feldspathkugeln nahe an der Grenze kleiner als sonst sind.

Die Contactlinie ist gewöhnlich eine gerade oder gebrochene Linie, welche quer durch die Schieferung des älteren Gesteines hindurchsetzt und die meistens verticale Schnittfläche, welche diese begrenzt, ist so scharf, dass sie ganz den Charakter einer Bruchfläche besitzt. Man kann gerade diese Contacte im Gegensatze zu den für die intrusiven Gesteine so charakteristischen Risscontacten als Bruchcontacte bezeichnen.

Auch diese Brüche müssen allerdings durch unterirdische Vorgänge gebildet sein; davon sind die verticale Lage und der Umstand, dass zuweilen von der Hauptmasse ausgehende Gänge sich in das Nebengestein verzweigen, deutliche Beweise. Der so auffallende Unterschied der Bruchcontacte der Rapakiwigesteine von den bei den älteren Graniten vorherrschenden Risscontacten kann nun dadurch erklärt werden, dass diese bei Zerreissungen, welche in Zusammenhang mit den tangentialen Bewegungen der Erdrinde stattgefunden haben, jene dagegen bei radialen Brüchen gebildet worden sind.

Obwohl die meisten der Grenzflächen der Rapakiwigesteine dieser Art sind, so beobachtet man doch auch anderorts an deren Grenzen Erscheinungen, welche eine andere Deutung fordern.

So findet man nahe an dem Westrande des Wiborgischen Rapakiwigebietes, zwei Kilometer innerhalb der Grenze bei dem Dorfe Kauhala in Iittis, Contacte ganz anderer Art. Hier liegen nahe bei einander zwei von einem Thale getrennte Felsen, in welchen der untere Theil aus glimmerreichen Gneissen, in dem südlichen mit

Einlagerungen von Kalkstein[1]), der obere Theil aus Rapakiwi besteht. Die Grenze liegt in den beiden, einen Kilometer von einander entfernten Felsen genau in demselben Niveau. Hier ist somit die Grenzfläche eine horizontale. Sie hat auch übrigens nicht den Charakter einer Bruchfläche, sondern scheint gelinde gewölbt und schroff zu sein. Der Rapakiwi zeigt, wo er in Berührung mit den vertical stehenden Schichten des Gneisses kommt, keinerlei Contacterscheinungen, sondern das Gestein mit seinen vollständig entwickelten Feldspatheiern liegt gerade so, wie wenn es ein loses Conglomerat wäre, über dem älteren Gestein.

An einer anderen Stelle kann man aber Erscheinungen beobachten, welche es ausser Zweifel stellen, dass das Rapakiwimagma sich auch über die Erdoberfläche ergossen hat. Das ist auf der in geologischer Beziehung hochinteressanten Insel Hochland im finnischen Meerbusen der Fall. Die hiesigen Verhältnisse sind theils früher von Hofmann[2]), Lemberg[3]) und Lagorio[4]), neuerdings von Ramsay[5]) in erschöpfender Weise geschildert worden. Ich bediene mich seiner klaren Darstellung.

Die westliche Hälfte der in nordnordwestlicher Richtung in die Länge gezogenen Insel besteht aus archäischen Gesteinen, welche theils glimmerreiche Gneisse von wahrscheinlich sedimentärem Ursprung, theils Granite verschiedenen Alters, theils hornblendereiche Gabbrogesteine sind. Die Sedimentlager stehen ganz vertical, die zwischen diesen eingeschalteten oder sie als Gänge durchziehenden Granite und die Gabbrogesteine zeigen die meist unzweifelhaften Spuren mechanischer und chemischer Metamorphose. Ueber den abradirten archäischen Gesteinen liegt an einem Theile der Contactlinie ein

---

[1]) Hier liegen die durch ihre Mineralien, unter denen besonders Wollastonit reichlich vorkommt, bekannten Kalkbrüche von Perheniemi.

[2]) E. Hofmann, Geognostische Beobachtungen auf einer Reise von Dorpat bis Åbo. Beiträge zur Kenntnis des russischen Reiches. Herausgegeben von v. Baer und v. Helmersen. St. Petersburg 1841, Bd. IV, pag. 47—142.

[3]) J. Lemberg, Die Gebirgsarten der Insel Hochland, chemisch-geognostisch untersucht. Archiv für die Naturkunde Liv-, Esth- und Kurlands. Dorpat 1868, Serie 1, Bd. VI, pag. 174 u. 337.

[4]) A. Lagorio, Zur mikroskopischen Analyse ostbaltischer Eruptivgesteine. Gekrönte Preisschrift. Dorpat 1876.

[5]) W. Ramsay, Hoglands geologiska Byggnad. Geol. Fören. i Stockholm Förh. Bd. XII, H. 6, pag. 471.

Quarzitconglomerat von flacher Lage, welches nur eine ziemlich dünne Schicht bildet.

Ueber dieser liegen nun die mächtigen Massen von Quarzporphyr, welche die östliche Hälfte der Insel bilden. Dieser Quarzporphyr, welcher gleichwie das Quarzitconglomerat gar keine Spuren von metamorphen Einwirkungen zeigt, hat meistens eine schriftgranitische Grundmasse und ähnelt oft ausserordentlich den nahe inner- oder ausserhalb der Grenzen des Rapakiwigebietes auftretenden granophyrischen Quarzporphyren. Man findet in ihnen auch Orthoklase, welche zuweilen von Oligoklasmänteln umgeben sind. Er zeigt an einigen Stellen Uebergänge zu Vitrophyren. Zusammen mit ihm tritt in geringerer Menge, besonders näher an der Grenze, ein mehr basisches Gestein auf, welches nach dem Vorgange von Lemberg als Labradorporphyr bezeichnet wird. Er ist zuweilen durch scharfe Grenzen von diesem abgetrennt und bildet auch scharfkantige Bruchstücke. Obgleich er sich somit als eine etwas früher erstarrte Bildung zeigt, gehört er bestimmt auch demselben Magma an, wie der Quarzporphyr, da er nur zusammen mit diesem (auch auf einer naheliegenden Insel) auftritt.

Die archäischen Gesteine setzen sich auch unter dem Quarzporphyr in dem östlichen Theile der Insel fort, indem sie hier und da in Thalschluchten zum Vorschein kommen. Uebrigens erkennt man, dass die Grenzfläche eine ursprünglich sehr unebene Fläche war und dass sie meistens niedriger liegt als die jetzt sichtbaren Theile der archäischen Gesteine.

Am Contacte gegen diese zeigt der Quarzporphyr eine mehrere Centimeter breite, glasige Grenzzone. An anderen Stellen liegen aber zwischen dem Quarzporphyr und der Unterlage tuffartige Gesteine, welche aus eckigen Bruchstücken einer schwarzen, nur spärliche Plagioklaskrystalle enthaltenden Glasmasse nebst solchen von Quarzporphyrgrundmasse und kleinen Krystallen von Zirkon und Apatit, grösseren Fragmenten von Quarz, Orthoklas und Plagioklas und Anhäufungen von Magnetit bestehen. Alle diese heterogenen Bestandtheile werden durch ein Cement von kleinen Quarzkörnern und staubfeinen, nicht näher bestimmbaren Mineralpartikeln verkittet. Eckige Hohlräume sind in dieser Masse sehr zahlreich vorhanden. An noch anderen Stellen bestehen die Bruchstücke theils aus Gabbro und Gneissgranit, theils aus Stücken von Quarzporphyr, welche vulkani-

schen Bomben ähneln, während das Cement aus Quarzporphyrmaterial zusammen mit Kalkspath besteht. Das Trümmergestein zeigt hier eine sehr deutliche horizontale Schichtung.

Es kann somit kein Zweifel sein, dass der Quarzporphyr von Hochland ein echtes Ergussgestein ist. Seine Zusammengehörigkeit mit dem Rapakiwi zeigt sich sowohl in der sehr ähnlichen chemischen Zusammensetzung, als durch die schon erwähnte petrographische Uebereinstimmung mit den quarzporphyrischen Gesteinen, welche mehrmals an den anderen Grenzen der Rapakiwigebiete, aber auch nur da, vorkommen.

Dies angenommen, kann man aber auch von den hiesigen Verhältnissen darauf schliessen, dass der Rapakiwi zu einer Zeit hervorgedrungen ist, während welcher die archäischen Schichten schon aufgerichtet und tief erodirt waren und an der Erdoberfläche Conglomeratbildungen stattfanden.

Ein von Hofmann erwähntes Vorkommen von einem angeblichen Bruchstücke von geschichtetem Kalkstein, welches sehr an den esthländischen Vaginatenkalk erinnerte, konnte Ramsay nicht wiederfinden. Er vermuthet, dass es sich vielleicht um ein später zerstörtes Vorkommnis von Kalkstein in einer Verwerfungsspalte handelt. Das silurische Alter des Quarzporphyrs scheint ihm deswegen unwahrscheinlich, weil keine ähnlichen Quarzitconglomerate aus der silurischen Schichtenfolge bekannt sind, und er spricht daher die Annahme aus, der Quarzporphyr und somit auch der Rapakiwi seien postarchäisch, aber präsilurisch.

In dem Rapakiwigebiete von Nystad hat Gylling[1]) gezeigt, dass der hier auftretende rothe Sandstein, welcher mit dem Dalasandstein in Schweden grosse Aehnlichkeit besitzt, auf dem Rapakiwi lagert und zum grossen Theile aus Bruchstücken von diesem gebildet wird. Ist die Annahme Gylling's von der Gleichzeitigkeit dieses Sandsteines mit den unteren Schichten des Dalasandsteines, welchem Törnebohm[2]) ein cambrisches Alter zuschreibt, berechtigt, so wäre somit das entweder frühcambrische oder präcambrische Alter des Rapakiwi festgestellt.

---

[1]) H. Gylling, Zur Geologie der cambrischen Arkosenablagerung des westlichen Finnlands. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1887, Bd. XXXIX, pag. 770.

[2]) A. E. Törnebohm, Ueber die Geognosie der schwedischen Hochgebirge. Bihang till K. Sv. Vet. Ak. Handl. 1873, Bd. I, Nr. 12, pag. 12—26.

Eine endgiltige Lösung der Frage über die Alterstellung dieser Gesteine ist nur möglich, wenn man auch anderorts ihre Beziehungen zu Sedimenten bekannten Alters bestimmen kann.

Doch glaube ich, dass man sich nicht irren wird, wenn man annimmt, dass das Hervordringen dieser Gesteine in der Zwischenzeit zwischen dem Aufhören der archäischen Faltungen und der Ablagerung der ersten in diesen Gegenden noch horizontal liegenden Sedimente, der cambrischen, liegt.

Es wäre also schon damals der langdauernde Stillstand in den Faltungsprocessen eingetreten, welcher in diesen Gegenden von der cambrischen bis zur neuesten Zeit gedauert hat. Dass die Faltungen hier schon am Ende der präcambrischen Zeit weit schwächer waren, als vorher, zeigt sich deutlich dadurch, dass die jüngsten archäischen Schichten, welche hauptsächlich im östlichen Finnland erhalten sind und aus Quarziten, Talk- und Chloritschiefern bestehen, schon eine ziemlich flache Lage haben.

Die Magmagesteine, deren Hervordringen dem des Rapakiwi am nächsten vorangegangen ist, sind Diabase, welche sich deutlich als Ausfüllungen von Verwerfungsspalten, welche zuweilen radial angeordnet sind, ankündigen.

Dass diese Verwerfungen und Grabensenkungen sich auch nach dem Hervordringen des Rapakiwi fortgesetzt haben, hat Ramsay (l. c.) bewiesen, indem er gezeigt hat, dass die Insel Hochland ein von Reibungsbreccien begrenzter Horst ist, welcher stehen geblieben ist, während die Grabensenkungen, welche jetzt von dem umgebenden Meerbusen erfüllt sind, stattgefunden haben.

Alles weist somit darauf hin, dass die Rapakiwigesteine zu einer Periode hervorgedrungen sind, während welcher grossartige Verwerfungen und Grabensenkungen stattgefunden haben. Und man kann wohl schwierig, wenn man zugleich die Contacterscheinungen in Betracht nimmt, die Annahme umgehen, dass diese Grabensenkungen auch die Ursache ihres Hervordringens gewesen sind. Diese Ansicht ist auch schon von meinem Freunde Ramsay (l. c.) ausgesprochen worden. Ueberhaupt haben sich unsere Ansichten unter stetigem Verkehr entwickelt, so dass wir in vielen Fällen gleichzeitig zu denselben Folgerungen gekommen sind.

Ist die vorige Annahme berechtigt, so wirft sich die Frage auf: Wie wird man sich den näheren Vorgang bei diesem Hervordringen

denken. Es scheint, als ob nur zwei Annahmen möglich wären. Entweder hat sich das Magma über die Erdoberfläche ergossen, oder es war der durch die Senkung entstandene Hohlraum von einem Dache bedeckt. Beiden Annahmen stellen sich bei dem ersten Blicke sehr grosse Schwierigkeiten entgegen. Denn kennt man wohl überhaupt grössere bedeckte Grabensenkungen, geschweige denn solche von einer so riesigen Ausdehnung? Und wäre es nicht andererseits eine gegen alle Erfahrungen der modernen, auf exactem Boden stehenden Geologie streitende Annahme, dass eine so grosse Magmamasse an die Erdoberfläche getreten wäre? Wenigstens würde man da erwarten, auch anderswo Spuren von dieser gewaltigen Naturrevolution zu finden.

Ein anderer Umstand, der gegen die erste Hypothese spricht, ist aber der, dass, wenn unsere Annahme von dem präcambrischen Alter der Rapakiwigesteine richtig wäre, wir keine dicke Sedimentdecke, welche ein über den ungeheuren Hohlräumen schwebendes Dach gebildet haben könnte, aus dieser Zeit kennen. Dagegen zeigen die Verhältnisse auf Hochland, wo das Magma thatsächlich an die Oberfläche gelangt ist, dass die aufgerichteten und tief erodirten archäischen Schichten allerdings an einigen Stellen nur von einer ganz dünnen Decke, vielleicht noch nicht verfestigter Conglomerate bedeckt war, übrigens aber ganz nackt dalagen. Die Annahme von einer „verdeckten Grabensenkung" scheint daher an unbezwinglichen Schwierigkeiten zu scheitern.

Die meisten der Einwände, welche gegen die andere Erklärung erhoben werden können, verschwinden, wenn man sich erinnert, dass es keineswegs nöthig ist anzunehmen, dass das Hervordringen der Magmamasse in jedem einzelnen Gebiete auf einmal geschehen ist. Vielmehr zeigt es sich auf Åland sehr deutlich, dass mehrere der verschiedenen, oft in scharf begrenzten Gebieten auftretenden Structurvarietäten zu verschiedenen, obwohl wahrscheinlich wenig auseinanderliegenden Zeiten gebildet wurden, und auch in dem in seiner Structur so auffallend gleichförmigen Wiborgischen Rapakiwi-Massive findet man zuweilen Erscheinungen, welche eine verschiedenalterige Bildung einzelner Theile derselben anzudeuten scheinen.

Fassen wir vorstehendes in die Augen und versuchen wir uns jetzt eine Vorstellung zu bilden über die Vorgänge, welche bei einer solchen

mit Magmaeruptionen verbundenen Grabensenkung stattgefunden haben müssen.

Bei dem Aufreissen der ersten grossen, zu der Tiefe hinabreichenden Radialspalte musste das Magma hervorquellen und breitete sich zu einer über der Erdoberfläche liegenden Decke aus. Diese Decken konnten vielleicht über weit grössere Flächen, als die jetzigen Rapakiwigebiete einnehmen, ausgedehnt sein. Dass die Annahme von Deckenbildungen in solchem Maasstabe keineswegs übertrieben ist, zeigen ja zahlreiche, wohlbekannte Beispiele effusiver Decken von oft weit grösserer Ausdehnung. Ich möchte hier nur, um ein recht naheliegendes Beispiel zu nehmen, an die grossen, wahrscheinlich effusiven Porphyrdecken in Dalekarlien in Schweden erinnern. Diese dürften zum Theile auch zeitlich nicht allzuweit von den Rapakiwigesteinen entfernt sein, da die Hauptmasse von ihnen nach Törnebohm den Dalasandstein direct unterlagert.

Hatte sich einmal eine solche theilweise oder vollständig erstarrte Decke gebildet, konnten jetzt unter derselben die Grabensenkungen weiter fortgehen, wobei sich in dem so entstehenden Hohlraume fortlaufend neues Magma ergoss, um endlich entweder beinahe gleichmässig in dem ganzen Reservoir oder in verschiedenen Epochen zur Erstarrung zu gelangen.

Diese Annahme, welche nichts Unwahrscheinliches enthält, würde die eigenthümlichen Structurverhältnisse und den Uebergang zwischen den Quarzporphyren und den grobkörnigen granitporphyrischen Gesteinen sehr gut erklären. Und sie scheint mir die einzige zu sein, welche den Umstand, dass das Magma an einigen Stellen sich über die Erdoberfläche ergossen hat, an anderen Stellen in der Tiefe gegen Bruchflächen der umgebenden Gesteine grenzt, erklären kann.

Später hat die Erosion den grössten Theil der oberflächlichen Decken zerstört und hauptsächlich nur die Theile, welche die tieferen Grabensenkungen ausgefüllt haben, sind geblieben. Für solche Gesteinsmassen, von denen wahrscheinlich mehrere existiren, will ich den Namen Taphrolith (von τάφρος, Graben) vorschlagen. Der Unterschied von den Lakkolithen läge darin, dass diese in zwischen den Schichten der schiefrigen Gesteine entstandenen Hohlräumen intrudirt sind, jene dagegen die bei radialen Verwerfungen entstandenen Graben gefüllt haben.

Fig. 1.

¹/₂ nat. Grösse.

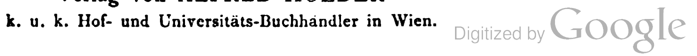


Fig. 2.

Lichtdruck von M. Jaffé, Wien.

Tschermak's mineral. und petrogr. Mittheilungen. Bd. XII. 1. Heft.

Verlag von ALFRED HÖLDER
k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler in Wien.



Ich habe in diesem Aufsatze nur kurz und übersichtlich die Verhältnisse der Rapakiwigesteine besprechen können. Deswegen wird wohl auch ein Theil der Folgerungen, welche ich nicht mit allen den mir zu Gebote stehenden thatsächlichen Beweisen stützen konnte, manchem als hypothetisch erscheinen. Der Zweck dieses Aufsatzes wäre aber doch erfüllt, wenn ich verständlich gemacht hätte, dass mit diesen Gesteinen viele Fragen von allgemeinerem geologischen Interesse verknüpft sind, und dass man vor allem hier eine ungewöhnlich gute Gelegenheit hat, die verschiedenen Structuren, welche eine grosse granitische Magmamasse bei ihrer Erstarrung annimmt, in ihren vielfachen Beziehungen zu einander zu studiren. Und ich bin meinerseits ganz überzeugt davon, dass jedermann, welcher diese Gesteine in der Natur mit hinreichender Genauigkeit studirt, zu demselben Schlusse wie ich in der Hauptfrage kommen werde, dass nämlich die Rapakiwigesteine eine Reihe bilden, von welcher einige Glieder in ihrer structurellen Ausbildung und ihrem geologischen Auftreten vollständig mit den effusiven Typen der Granitgesteine übereinstimmen, andere dagegen sich allmählich mehr den Tiefengesteinen nähern, ohne jedoch diese Typen vollständig zu erreichen.

Heidelberg, im Februar 1891.

II. Neue Chloritanalysen,

ausgeführt im Laboratorium des Herrn Professors E. Ludwig.

Mitgetheilt von **G. Tschermak.**

In den letzten Jahren wurden zufolge der gütigen Bereitwilligkeit des Herrn Hofrathes Prof. E. Ludwig in dessen Laboratorium Analysen verschiedener Chlorite ausgeführt, für welche von mir ausgewähltes Material übergeben wurde. In zwei wichtigen Fällen hat mein hochverehrter Freund und College die Arbeit selbst übernommen. Die übrigen Analysen wurden unter seiner Leitung durchgeführt. Die Resultate sind folgende: [1])

1. **Pennin aus dem Zillerthal,** analysirt von E. Ludwig.

Dieses Mineral wurde von mir im ersten Theile meiner Arbeit über die Chloritgruppe beschrieben. Daselbst wurde gezeigt, dass sich dasselbe wie ein mimetischer Klinochlor verhält; Volumgewicht 2·6777.

Kieselsäureanhydrid	33·83
Aluminiumoxyd	12·95
Eisenoxyd	2·25
Eisenoxydul	3·02
Magnesiumoxyd	34·94
Wasser	13·11
	100·10

2. **Cronstedtit von Příbram,** analysirt von E. Ludwig.

Volumgewicht 3·341.

Kieselsäureanhydrid	22·21
Eisenoxyd	37·49
Eisenoxydul	25·28
Manganoxydul	1·20
Magnesiumoxyd	5·23
Wasser	8·27
	99·68

[1]) Die früheren Chloritanalysen aus demselben Laboratorium wurden in meinen Mineralog. Mittheilungen, 1872, pag. 260, 1873, pag. 33 und 1874, pag. 176 veröffentlicht.

Die sorgfältigen Bestimmungen Ludwig's haben demnach ein anderes Verhältnis der beiden Oxyde des Eisens ergeben, als die Analysen Damour's und Janovsky's. Die Menge des Wassers erscheint geringer, weil das Material bei 110° C. getrocknet wurde.

3. **Korundophilit von Chester**, Mass., analysirt von Dr. F. Obermayer.

Volumgewicht 2·87.

Kieselsäureanhydrid	23·84
Aluminiumoxyd	25·22
Eisenoxyd	2·81
Eisenoxydul	17·06
Magnesiumoxyd	19·83
Wasser	11·90
	100·66

4. **Metachlorit von Elbingerode**, analysirt von R. v. Zeynek.

Volumgewicht 3·173.

Kieselsäureanhydrid	24·29
Aluminiumoxyd	17·85
Eisenoxyd	4·64
Eisenoxydul	37·85
Magnesiumoxyd	4·26
Calciumoxyd	0·57
Natriumoxyd	0·30
Kaliumoxyd	0·09
Wasser	10·19
	100·04

5. **Daphnit von Penzance**, analysirt von R. v. Zeynek.

Dieser von mir als eine besondere Art unterschiedene Chlorit ergab ein Volumgewicht von 3·172.

Kieselsäureanhydrid	23·62
Aluminiumoxyd	22·26
Eisenoxydul	38·97
Manganoxydul	0·98
Magnesiumoxyd	1·09
Calciumoxyd	0·29
Natriumoxyd	1·10
Kaliumoxyd	0·28
Wasser	11·16
	99·75

6. **Tabergit von Taberg**, analysirt von Dr. A. Paltauf.

Volumgewicht 2·79.

Kieselsäureanhydrid	38·04
Aluminiumoxyd	12·62
Eisenoxyd	2·53
Eisenoxydul	2·93
Magnesiumoxyd	29·45
Calciumoxyd	0·48
Natriumoxyd	2·73
Kaliumoxyd	4·17
Wasser	6·25
Fluor	0·51
	99·71
Dem Fluor äq. Menge Sauerstoff	0·21
	99·50

7. **Prochlorit aus dem Zillerthal**, analysirt von Dr. C. Klement.

Volumgewicht 2·97.

Kieselsäureanhydrid	25·84
Aluminiumoxyd	19·58
Eisenoxyd	2·13
Eisenoxydul	28·05
Magnesiumoxyd	13·57
Wasser	11·34
	100·51

8. **Prochlorit aus dem Fuscher Thale**, analysirt von Jules Vuylsteke.

Volumgewicht 2·923.

Kieselsäureanhydrid	27·03
Aluminiumoxyd	20·07
Eisenoxyd	4·72
Eisenoxydul	16·47
Magnesiumoxyd	18·90
Kaliumoxyd	1·22
Natriumoxyd	0·72
Wasser	11·78
	100·91

9. **Leuchtenbergit von Amity,** analysirt von L. Sipöcz.

Dieses bisher noch nicht bekannte Vorkommen von Leuchtenbergit ergab ein Volumgewicht von 2·6798.

Kieselsäureanhydrid	30·28
Aluminiumoxyd	22·13
Eisenoxydul	1·08
Magnesiumoxyd	34·45
Wasser	12·61
	100·55

10. **Klinochlor von Achmatowsk,** analysirt von Alfred Ortmann.

Volumgewicht 2·648.

Kieselsäureanhydrid	31·31
Aluminiumoxyd	18·34
Eisenoxyd	2·10
Eisenoxydul	0·77
Magnesiumoxyd	34·25
Natriumoxyd	0·17
Kaliumoxyd	0·06
Wasser	13·33
	100·33

11. **Kinochlor von Kariaet, Grönland,**
analysirt von Dr. Alb. Hammerschlag.

Kieselsäureanhydrid	30·34
Aluminiumoxyd	16·86
Eisenoxyd	1·86
Eisenoxydul	4·53
Magnesiumoxyd	31·82
Calciumoxyd	0·61
Natriumoxyd	0·37
Wasser	12·70
	99·09

Analytische Belege.

1. Pennin. Zur Analyse wurde das im Wasserbade getrocknete Material verwendet. Beim Erwärmen auf 110° verlor dasselbe noch 0·21 Procent Wasser. Diese Quantität wurde von der unten mitgetheilten Wassermenge in Abzug gebracht und die Analyse auf bei 110° getrocknetes Material berechnet.

0·9583 Gramm Pennin gaben 0·3235 SiO_2, 0·1238 Al_2O_3, 0·0536 Fe_2O_3, 0·9278 $Mg_2P_2O_7$, 0·1274 H_2O. 0·4825 Gramm Pennin verbrauchten 3·3 Cubikcentimeter Chamäleon (1 Cubikcentimeter = = 0·003433 Gramm Eisen).

Bei der Aufschliessung von 0·5607 Gramm Pennin mit Flussäure wurden nur Spuren von *K* und *Na* erhalten.

2. Cronstedtit. Das Pulver des Minerales wurde bei 110° getrocknet.

a) 0·6646 Gramm der getrockneten Substanz gaben 0·1471 SiO_2, 0·4369 Fe_2O_3, 0·0082 Mn_3O_4 = 0·00763 MnO, 0·0980 $Mg_2P_2O_7$ = = 0·0353 MgO, 0·0543 H_2O.

b) 0·6856 Gramm der getrockneten Substanz gaben 0·1528 SiO_2, 0·4486 Fe_2O_3, 0·0092 Mn_3O_4 = 0·00856 MnO, 0·0980 $Mg_2P_2O_7$ = = 0·00353 MgO, 0·0573 H_2O.

c) 0·3172 Gramm der getrockneten Substanz verbrauchten 11·85 Cubikcentimeter Chamäleon (1 Cubikcentimeter = 0·006745 Gramm FeO).

d) 0·2926 Gramm der getrockneten Substanz verbrauchten 11·00 Cubikcentimeter Chamäleon vom gleichen Titre.

	a	*b*	*c*	*d*
SiO_2	22·13	22·29	—	—
H_2O	8·17	8·36	—	—
MgO	5·31	5·15	—	—
MnO. . . .	1·15	1·25	—	—
Fe_2O_3 . . .	65·74	65·43	—	—
FeO	—	—	25·20	25·35

Von Thonerde wurden blos Spuren gefunden, ferner ergab eine besondere Probe die Abwesenheit von Alkalien.

3. Korundophilit. Das Material wurde hier und in den folgenden Analysen bei 110° getrocknet.

a) 0·6927 Gramm der getrockneten Substanz, mit kohlensaurem Natronkali nach der Methode von Sipöcz aufgeschlossen, gaben 0·0825 H_2O, 0·1652 SiO_2, 0·1508 Fe_2O_3, 0·1747 Al_2O_3, 0·3815 $Mg_2P_2O_7$.

b) 0·414 Gramm der getrockneten Substanz, mit Flussäure und Schwefelsäure aufgeschlossen, verbrauchten 9·8 Cubikcentimeter Chamäleon (1 Cubikcentimeter = 0·0055575 Eisen).

Eine Probe ergab die Abwesenheit von Alkalien im Korundophilit.

4. Metachlorit.

a) 0·9749 Gramm der getrockneten Substanz gaben 0·0993 H_2O, 0·2368 SiO_2, 0·1740 Al_2O_3, 0·4552 Fe_2O_3, 0·0056 CaO, 0·1154 $Mg_2P_2O_7$ = 0·0416 MgO.

b) 0·5905 Gramm der getrockneten Substanz, mit Flussäure aufgeschlossen, gaben 0·0010 KCl und 0·0033 $NaCl$.

c) 0·3988 Gramm der getrockneten Substanz verbrauchten 23 Cubikcentimeter Chamäleon (1 Cubikcentimeter = 0·006562 FeO).

Ueberdies wurde die Gegenwart einer kleinen, nicht bestimmbaren Menge von CO_2 und von Mn beobachtet.

5. Daphnit.

a) 0 9943 Gramm der getrockneten Substanz gaben 0·1084 H_2O, 0·2347 SiO_2, 0·2212 Al_2O_3, 0·4316 Fe_2O_3, 0·0032 CaO, 0 0278 $Mg_2P_2O_7$ = 0·0100 MgO.

b) 1·0054 Gramm der getrockneten Substanz gaben 0·1148 H_2O, 0·2377 SiO_2, 0·2238 Al_2O_3, 0·4384 Fe_2O_3, 0·0106 Mn_3O_4, 0·0325 $Mg_2P_2O_7$ = 0·0117 MgO, 0·0026 CaO.

c) 0·6063 Gramm der getrockneten Substanz lieferten 0·0027 KCl, 0·0126 $NaCl$.

d) 0·3637 Gramm der getrockneten Substanz verbrauchten 21·6 Cubikcentimeter Chamäleon (1 Cubikcentimeter = 0·006562 FeO), entsprechend 0·14174 Eisenoxydul = 38·97 Procent. Aus *a)* und *b)* folgen 38·98 und 39·24 Procent, wonach die Abwesenheit von Eisenoxyd anzunehmen ist.

	a	*b*	*c*	*d*
SiO_2	23·60	23·64	—	—
Al_2O_3 . . .	22·25	22·26	—	—
Fe_2O_3 . . .	43·31	43·60	—	—
Mn_3O_4 . . .	—	1·05	—	—
MgO	1·01	1·16	—	—
CaO	0·32	0·26	—	—
H_2O	10·90	11·42	—	—
Na_2O . . .	—	—	1·10	—
K_2O	—	—	0·28	—
FeO	—	—	—	38·97

6. Tabergit.

a) 1·008 Gramm der getrockneten Substanz gaben 0·3834 SiO_2, 0·1272 Al_2O_3, 0·0255 Fe_2O_3, 0·2969 MgO, 0·0049 CaO, 0·0052 F, 0·063 H_2O.

b) 0·3263 Gramm der getrockneten Substanz lieferten 0·0136 K_2O, 0·0089 Na_2O.

c) 0·6373 Gramm der getrockneten Substanz ergaben 0·0186 FeO.

8. Prochlorit.

a) 0·9886 Gramm des getrockneten Minerales gaben 0·2672 SiO_2, 0·1984 Al_2O_3, 0·2276 Fe_2O_3, 0·5192 $Mg_2P_2O_7$.

b) 1·0189 Gramm des getrockneten Minerales lieferten 0·0341 Chloralkalien und 0·0646 K_2PtCl_6.

c) 0·9789 Gramm des getrockneten Minerales gaben 0·1153 H_2O.

d) 0·5033 Gramm, mit Flussäure und Schwefelsäure aufgeschlossen, verbrauchten 11·8 Cubikcentimeter Chamäleon (1 Cubikcentimeter = 0·007026 FeO).

9. In dem Leuchtenbergit und 10 in dem Klinochlor von Achmatowsk war auch eine Spur von Calcium, in dem Klinochlor von Kariaet 11 eine Spur von Kalium nachweisbar.

III. Keramohalit von Tenerifa.

Von **J. Hof.**

(Mit Taf. II und III.)

Unter allen Vulcanen der Canarischen Inseln ist der Pico de Teyde (3711 Meter) gegenwärtig der einzige, welcher noch an mehreren Stellen eine sichtbare Dampfentwicklung zeigt, wobei von den ausströmenden Dämpfen nahe der Oberfläche und auf derselben ausser reinem Schwefel auch noch ein eigentümliches Haarsalz ausgeschieden wird.

Dieses Haarsalz wurde bereits von K. v. Fritsch und W. Reiss[1]) als Keramohalit angeführt, ohne dass jedoch eine genaue quantitative Analyse des Productes stattgefunden hätte, und nähere Details über dessen örtliche Verbreitung gegeben worden wären. — Zunächst ist hervorzuheben, dass die Ausscheidung derartiger Efflorescenzen nach dem Erlöschen der eruptiven Thätigkeit des betreffenden Vulcanes oft nur während einer relativ kurzen Periode erfolgt. — So fand L. v. Buch[2]) beispielsweise auf der nächst der Ortschaft Yaiza (im südwestlichen Theile der Insel Lanzarote) gelegenen Montaña del Fuego (515 Meter) im Jahre 1815 — also 85 Jahre nach den heftigen, in ihrem Gebiete erfolgten Eruptionen — an den Rändern der Spalten des Kraterrandes weisse Efflorescenzen und constatirte weiter die Bildung von Wassertropfen auf kälteren, den ausströmenden heissen Dünsten ausgesetzten Körpern, während die gegenwärtig an den erwähnten Stellen ausströmenden, unsichtbar bleibenden Dünste weder Efflorescenzen, noch Condensationswasser bilden.[3])

Es erscheint daher von Interesse, sowohl das Vorkommen derartiger Efflorescenzen in jedem gegebenen Falle schärfer zu präcisiren, als auch deren Zusammensetzung gründlich zu untersuchen, da die letztere wahrscheinlich für bestimmte Phasen der Rückbildung vulcanischer Processe charakteristisch ist.

---

[1]) Cfr. Geologische Beschreibung der Insel Tenerifa von K. v. Fritsch und W. Reiss. Winterthur. Verlag von Wurster & Comp. 1868, pag. 478, 479.

[2]) Cfr. L. v. Buch, Physikalische Beschreibung der Canarischen Inseln. Berlin 1825, pag. 300, 304.

[3]) Nach einer mündlichen Mittheilung von Prof. O. Simony, der den genannten Vulkan und dessen drei Calderen am 2. October 1890 besucht hat.

Dem ersteren Zwecke dienen die beiden, den vorstehenden Mittheilungen beigegebenen Tafeln, von welchen Tafel II zugleich die allgemeine Configuration des Teydegebirges veranschaulicht.

Dasselbe erhebt sich inmitten eines grossen, elliptisch begrenzten Kraters von 20 Kilometer grösstem und 12 Kilometer kleinstem Durchmesser noch mehr als 1500 Meter über den als Cañadas bezeichneten Kratergrund von 2000—2200 Meter Seehöhe und besteht aus drei Theilen, dem Pico viejo (3120 Meter), dem Pico de Teyde (3711 Meter) und der östlich von dem letzteren gelegenen Montaña blanca (2743 Meter). Der mittlere Theil gliedert sich deutlich in zwei weitere Theile, den abgestutzten Rambletakegel und den Pan de Azukar oder Piton, welcher auf der höchsten, schwach eingebauchten Fläche jenes Kegels (3572 Meter) als Gipfelkegel des Pico de Teyde aufgeschüttet worden ist.

Am Südwestfusse dieses Piton liegt ein vermöge seiner licht weissgelben Färbung weithin sichtbares, auch in der Abbildung hervortretendes Schwefelfeld, der sog. Horno de Azufre, an dessen oberem Rande nächst einigen, mit Schwefelkrystallen besetzten, Dampf aushauchenden Spalten in 3550—3554 Meter Seehöhe die ersten dünnen Schichten des hier untersuchten Minerals als Efflorescenzen auftreten. [1])

Ungleich reichlicher findet sich dasselbe im Gipfelkrater des Teyde (Taf. III), und zwar in erster Linie auf einer gegen ihre dunklere Umgebung deutlich contrastirenden Fläche unterhalb des im Bilde rechter Hand ersichtlichen Culminationspunktes des nordöstlichen Kraterrandes. Hier bildet der Keramohalit als Efflorescenz Schichten von 1·3—2·5 Centimeter Dicke, da während der trockenen Jahresperiode in der Höhe des Teyde-Kraters manchmal durch volle drei Monate überhaupt keine Niederschläge stattfinden, mithin auch keine partielle Auflösung der efflorescirenden Producte durch Regen-, resp. Schmelzwasser erfolgt.

Ausserdem zeigte sich das erwähnte Mineral in den Jahren 1888 und 1889 nur noch in der unmittelbaren Umgebung dreier im Bilde ersichtlichen, Dampf aushauchenden Spalten oberhalb jener

[1]) Dieses Vorkommen wurde zuerst von Prof. O. Simony während eines 18tägigen (11.—29. August 1888) Aufenthaltes in Alta vista, einer im Osthange des Rambletakegels 3262 Meter hoch gelegenen Schutzhütte, constatirt

lichten Fläche, während der Kratergrund (tiefste Stelle 3669 Meter), sowie die Umgebung des westlichen Culminationspunktes des Kraterrandes (links im Bilde) ausschliesslich Schwefelabsätze darboten. Auch die nördlichen, westlichen und südlichen Innenhänge des Kraters zeigten neben weissgrauen Ablagerungen feinen, mit abgerollten Bruchstücken der Kraterumwallung übersäeten Schuttes lediglich einige durch metamorphosirten Schwefel grell ziegelroth gefärbte Flächen, deren lettige Beschaffenheit durch beständiges Ausströmen heisser Wasserdämpfe bedingt war.[1])

Den im folgenden mitgetheilten Untersuchungen lagen Proben zu Grunde, welche Prof. Simony am 26. Juli 1889 auf der erwähnten, auf Taf. III als heller Fleck erscheinenden Stelle des Teydekraters gesammelt hatte.

--- — —

Das Product stellt eine gelblichgrauweisse, hygroskopische, grobkörnige Masse dar, welche vorwiegend aus krystallisirten Substanzen besteht. Die durch mechanische Analyse des Gemenges erhaltenen Krystalle sind klein, schwach glänzend, unvollkommen ausgebildet. Eine krystallographische Bestimmung derselben gibt Prof. Becke im folgenden Artikel, aus der die Uebereinstimmung des vorliegenden Minerales mit dem von Haidinger untersuchten Keramohalit von Königsberg, Ungarn, hervorgeht.

Wasser löst die Krystalle sehr leicht auf. Dieses Verhalten ermöglicht eine Trennung von den anderen unlöslichen, amorphen, gelbgrau gefärbten Bestandtheilen.

Dieser unlösliche Theil besteht aus Schwefel und Silicaten, welche aus Kieselsäure, Thonerde, Eisenoxyd, Calciumoxyd, Magnesiumoxyd und Natriumoxyd zusammengesetzt sind.

Der lösliche, respective der krystallisirte Theil enthält Schwefelsäure, Thonerde, Eisenoxyd, Eisenoxydul, Calciumoxyd, Magnesiumoxyd und Natriumoxyd.

Für die quantitative Analyse wurde eine grössere Menge des ursprünglichen Productes fein zerrieben (homogenisirt) und dann im

[1]) Weitere diesbezügliche Details finden sich in der Abhandlung Prof. Simony's, „Ueber eine naturwissenschaftliche Reise nach der westlichen Gruppe der Canarischen Inseln“. (Mittheilungen der k. k. geographischen Gesellschaft in Wien. XXXIII. Band, pag. 172—175.)

Exsiccator getrocknet, weil die Substanz infolge ihrer grossen Hygroskopicität während des Pulverns Wasser angezogen hatte.

Die quantitative Analyse wurde nach den bekannten Trennungs- und Bestimmungsmethoden durchgeführt.

Im Mittel zweier Analysen enthält das Product in 100 Theilen:

Wasser (gebundenes u. hygroskopisches) 25·13 Th.

In Wasser unlösliche Bestandtheile 31·83 Th.	Schwefel	14·44 „			
	Silicate	17·39 „	Kieselsäure	$Si\,O_2$	8·76 Th.
			Thonerde	Al_2O_3	5·54 „
			Eisenoxyd	Fe_2O_3	0·60 „
			Calciumoxyd	$Ca\,O$	0·27 „
			Magnesiumoxyd	$Mg\,O$	0·12 „
			Natriumoxyd	Na_2O	2·10 „

In Wasser lösliche Bestandtheile 43·04 Th.	Schwefelsäure	SO_3	28·87 Th.
	Eisenoxyd	Fe_2O_3	1·098 „
	Aluminiumoxyd	Al_2O_3	10·05 „
	Eisenoxydul	$Fe\,O$	0·865 „
	Calciumoxyd	$Ca\,O$	0·21 „
	Magnesiumoxyd	$Mg\,O$	0·034 „
	Natriumoxyd	Na_2O	1·74 „

Diese Bestandtheile gruppiren sich in folgender Weise zu Salzen:

In 100 Theilen:

Aluminiumsulfat	$Al_2(SO_4)_3$	33·69	Theile
Ferrisulfat	$Fe_2(SO_4)_3$	2·75	„
Ferrosulfat	$Fe\,SO_4$	1·81	„
Calciumsulfat	$Ca\,SO_4$	0·51	„
Magnesiumsulfat	$Mg\,SO_4$	0·09	„
Natriumsulfat	$Na_2\,SO_4$	3·98	„
Schwefelsäure (frei)	SO_3	0·12	„
Wasser	H_2O	25·13	„
Schwefel	S	14·44	„
Silicate	—	17·39	„

Die gegebene Zusammenstellung zeigt, dass das untersuchte Product der Hauptsache nach aus wasserhältigem Aluminiumsulfat besteht, welches mit verschiedenen Sulfaten, mit Schwefel und mit Silicaten vermengt erscheint.

Diese Annahme wird durch die folgenden Beobachtungen gerechtfertigt.

Wird die filtrirte wässerige Lösung des ursprünglichen Productes im Exsiccator über Schwefelsäure allmählich verdunsten gelassen, so findet bei hinreichender Concentration die Abscheidung von kleinen Kryställchen statt, die beim längeren Verweilen in der Lauge eine ziemliche Grösse erreichen.

Die Krystalle sind farblos, schwach glänzend und so unvollkommen ausgebildet, dass eine krystallographische Bestimmung nicht durchgeführt werden konnte.

Die von der Mutterlauge durch Absaugen befreiten Krystalle wurden im lufttrockenen Zustande mit folgenden Resultaten analysirt:

100 Theile enthalten:

Krystallwasser	H_2O	42·010	Theile
Schwefelsäure	SO_3	38·620	"
Thonerde	Al_2O_3	13·963	"
Eisenoxyd	Fe_2O_3	0·939	"
Eisenoxydul	FeO	0·664	"
Kalk	CaO	0·220	"
Magnesia	MgO	0·040	"
Natron	Na_2O	2·370	"

Die angegebenen Zahlen führen zu folgender Zusammensetzung:

Aluminiumsulfat	$Al_2(SO_4)_3$ ...	46·81	Theile
Ferrisulfat	$Fe_2(SO_4)_3$ ...	2·35	"
Ferrosulfat	$FeSO_4$	1·39	"
Calciumsulfat	$CaSO_4$	0·53	"
Magnesiumsulfat	$MgSO_4$	0·12	"
Natriumsulfat	Na_2SO_4	6·43	"
Krystallwasser	H_2O	42·01	"

Aus dem Producte, dessen Analyse oben mitgetheilt wurde, lässt sich durch oftmaliges systematisches, fractionirtes Krystallisiren endlich reines Aluminiumsulfat gewinnen, welches völlig eisen-, kalk- und natronfrei ist.

Aluminiumsulfat in mehr minder reinem Zustande wurde schon öfters als efflorescirte Salzmasse in der Natur gefunden und wurde als Keramohalit, Federalaun oder Haarsalz bezeichnet und beschrieben.

Vergleicht man die verschiedenen, in der Literatur verzeichneten Keramohalit-Analysen mit den Zahlen, welche im vorstehenden mitgetheilt wurden, so ergibt sich, wie die folgende Zusammenstellung

zeigt, dass die im Gipfelkrater des Pico de Teyde gefundene Salzmasse identisch mit Keramohalit ist.

I.

Schwefelsäure	SO_3	. 34·90 Th.
Thonerde	Al_2O_3	15·57 „
Wasser, Kalk, Kieselsäure, Kali		. . . . 49·53 „

II.

Schwefelsäure	SO_3	. 35·63 Th.
Thonerde	Al_2O_3	11·22 „
Eisenoxydul	FeO	. 0·71 „
Manganoxydul	MnO	. 0·30 „
Calciumoxyd	CaO	. 0·45 „
Magnesiumoxyd	MgO	. 1·91 „
Kaliumoxyd	K_2O	. 0·47 „
Kieselsäure	SiO_2	. 0·43 „
Wasser	H_2O	. 48·85 „

III.

Schwefelsäure	SO_3	36·97 Th.
Thonerde	Al_2O_3	14·63 „
Eisenoxyd	Fe_2O_3	2·58 „
Magnesiumoxyd	MgO	0·14 „
Wasser	H_2O	44·14 „
Kieselsäure	SiO_3	1·37 „

IV.

Schwefelsäure	SO_3	38·62 Th.
Thonerde	Al_2O_3	13·96 „
Eisenoxyd	Fe_2O_3	0·94 „
Eisenoxydul	FeO	0·66 „
Calciumoxyd	CaO	0·22 „
Magnesiumoxyd	MgO	0·04 „
Natriumoxyd	Na_2O	2·37 „
Wasser	H_2O	42·01 „

I. Keramohalit von Kolosoruk bei Bilin in Böhmen; analysirt von Rammelsberg. (Pogg. Annal. 43, 130.)

II. Keramohalit von Bodenmais; analysirt von Rammelsberg. (Pogg. Annal. 43, 401.)

III. Keramohalit von Coquimbo in Chile (gefund. v. Dr. Meyen); analysirt von H. Rose. (Pogg. Annal. 27, 317.)

IV. Keramohalit (umkrystallisirt); analysirt von J. Hof.

IV. Krystallform und optische Orientirung des Keramohalit von Tenerifa.

Von **F. Becke.**

(Mit 1 Figur im Texte.)

Die im vorigen Aufsatz nach ihrem Vorkommen und der chemischen Zusammensetzung behandelten Salzmassen aus dem Krater des Pic de Teyde konnte ich, Dank der Zuvorkommenheit des Herrn Prof. O. Simony, untersuchen. Es gelang, die Uebereinstimmung der Form des vorherrschenden Salzes mit der von Haidinger beschriebenen Form des Keramohalit von Königsberg, Ungarn, nachzuweisen und darüber hinaus die Krystallform und die optische Orientirung genauer festzustellen.

Die in den Handbüchern [1]) enthaltenen Angaben über die Krystallform des neutralen Thonerdesulfates weisen auf Beobachtungen von Haidinger zurück. Dieselben sind publicirt in den „Berichten über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien“, gesammelt und herausgegeben von Wilhelm Haidinger, 1847, II. Bd., pag. 333, in einem Aufsatz von Jurasky über den Keramohalit von Königsberg in Ungarn. Die betreffende Stelle lautet:

„Nach den Untersuchungen des Herrn Bergrathes Haidinger stellen die sehr kleinen Krystalle öfters sechsseitige Tafeln vor mit zwei Winkeln von etwa 92° und den übrigen von etwa 134°. Sie gehören in das augitische System. Die breite Fläche ist die Ebene der Abweichung oder Längsfläche, die schmalen Flächen stellen die Basis und die Querfläche vor. Von den optischen Elasticitätsaxen ist die eine einer der schmäleren Seitenflächen in der Ebene der breiteren parallel.“

Die im folgenden gegebene Beschreibung der Kryställchen des Keramohalit von Tenerifa wird erkennen lassen, inwiefern meine

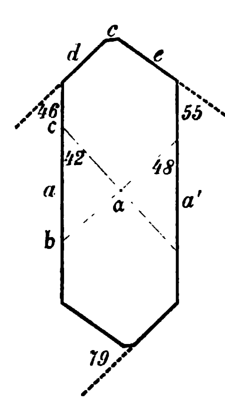
[1]) Naumann-Zirkel, Elem. d. Min. 12. Aufl., pag. 492, Haarsalz. Dana, Manual of Mineralogy. 5th edition, 649, Alunogen. Das Citat von Jurasky auf pag. 650 soll wohl heissen „Ostdeutsche Blätter für Lit.“ statt „Ast. Bl.“. Diese Quelle, auf welche sich auch Rammelsberg bezieht (Mineralchemie. 2. Aufl., pag. 270), kenne ich nicht. Die Angaben finden sich aber, wie weiter citirt, in „Haidinger's Berichten“.



Beobachtungen mit denen des Altmeisters der Wiener Mineralogen übereinstimmen.

Es lagen mir vor Proben des ursprünglichen, im Krater des Pic de Teyde gesammelten Materiales und des durch einmaliges Umkrystallisiren gereinigten Productes. Das erstere besteht der Hauptmasse nach aus schneeweissen perlmutterglänzenden Schüppchen von Keramohalit. Schwefelpartikel und Silicatkörner sind der Masse reichlich beigemengt.

Die schuppigen Aggregate lassen sich leicht zerdrücken und an den so gewonnenen, in Canadabalsam eingebetteten, isolirten Schuppen erkennt man öfters geradlinige Umrisse. Besser erhaltene Exemplare sind von sechsseitiger Gestalt. Die Täfelchen sind oft nach einem Seitenpaar (*a*) verlängert. Die übrigen Seitenpaare (*d* und *e*) schliessen mit dem ersteren ungleiche Winkel ein. Das Seitenpaar *e* ist häufig minder scharf und geradlinig entwickelt, so dass der Winkel *ad* am genauesten bestimmt werden kann. (Vergl. die Figur.)



An möglichst horizontal liegenden ausgesuchten Exemplaren wurden die äusseren Randwinkel gemessen und es ergaben sich die folgenden Mittelwerte:

$$ad = 46^0, \quad ae = 55^0, \quad ed = 79^0.$$

Der am schärfsten messbare Winkel *ad* stimmt gut mit Haidinger's Angabe von 134°; bei den übrigen Winkeln sind Differenzen von 9° gegen die ältere Beobachtung vorhanden.

Die Spitze der Täfelchen ist bisweilen durch eine sehr kleine Fläche (*c*) schief abgestumpft, welche sich im Sinne von *d* neigt.

Optisches Verhalten. Die Täfelchen zeigen schwache Doppelbrechung, so dass selbst dickere Schuppenaggregate höchstens gelb 1. Ordnung zeigen. Die dünneren Schüppchen zeigen bläulichweisse Interferenzfarben. Die Auslöschung erfolgt schief gegen alle Seitenpaare. Die der grösseren Elasticität entsprechende Auslöschungsrichtung ist im Sinne von *d* geneigt und schliesst mit *a* einen Winkel von 48° ein; sie weicht somit nur um 2° von *d* ab (vergl. oben die Angabe von Haidinger). Die zweite Auslöschungsrichtung schliesst mit *e* 13° ein.

Im convergenten Licht sieht man ein sehr verwaschenes, beim Drehen sich öffnendes Kreuz in der Mitte des Gesichtsfeldes[1], das für eine Mittellinie charakteristische Interferenzbild. Die optischen Axen liegen aber weit ausserhalb des Gesichtsfeldes. Die Ebene der optischen Axen fällt mit der der kleineren Elasticität entsprechenden Auslöschungsrichtung zusammen. Das Interferenzbild zeigt, mit dem Quarzkeil untersucht, negativen Charakter der Doppelbrechung an. Auf die Kante gestellte Blättchen zeigten gerade Auslöschung und, mit dem Gypsplättchen vom Roth I. Ordnung geprüft, α senkrecht zur Längsrichtung, was mit den übrigen Beobachtungen übereinstimmt.

Aus dem Angeführten ergibt sich die Zugehörigkeit der Schüppchen zum monoklinen System. Die Ebene der Tafeln ist (010). Nimmt man *a* als Trace von (100), so kann man *d* als (101), *e* als ($\bar{1}$01) symbolisiren; *c* ist vermuthlich (001). Hiernach ergibt sich für den Keramohalit folgendes unvollständige Elementensystem:

Krystallsystem: monoklin, $\beta = 97^{\circ}\, 34'$, $a:b:c = 1:?:0{\cdot}825$.

Aus diesen Elementen berechnen sich die Winkel:

$$dc = 101\,.\,001 = 36^{\circ}\, 26'$$
$$ec = \bar{1}01\,.\,001 = 42^{\circ}\, 34'$$
$$ac = 100\,.\,001 = 82^{\circ}\, 26'$$

Mit dem Mineral von Tenerifa konnte ich Proben des Keramohalit aus der Braunkohle von Luschitz, Böhmen, vergleichen.[2] Die parallelfaserigen, seidenglänzenden Krusten zerfallen beim Zerdrücken in feine Nadeln, welche sich in Bezug auf Stärke der Doppelbrechung ganz ähnlich wie das Mineral von Tenerifa verhalten. Auch hier wurde die Auslöschung schief gefunden[3] und es entsprach die mit der Längsrichtung der Fasern den kleineren

---

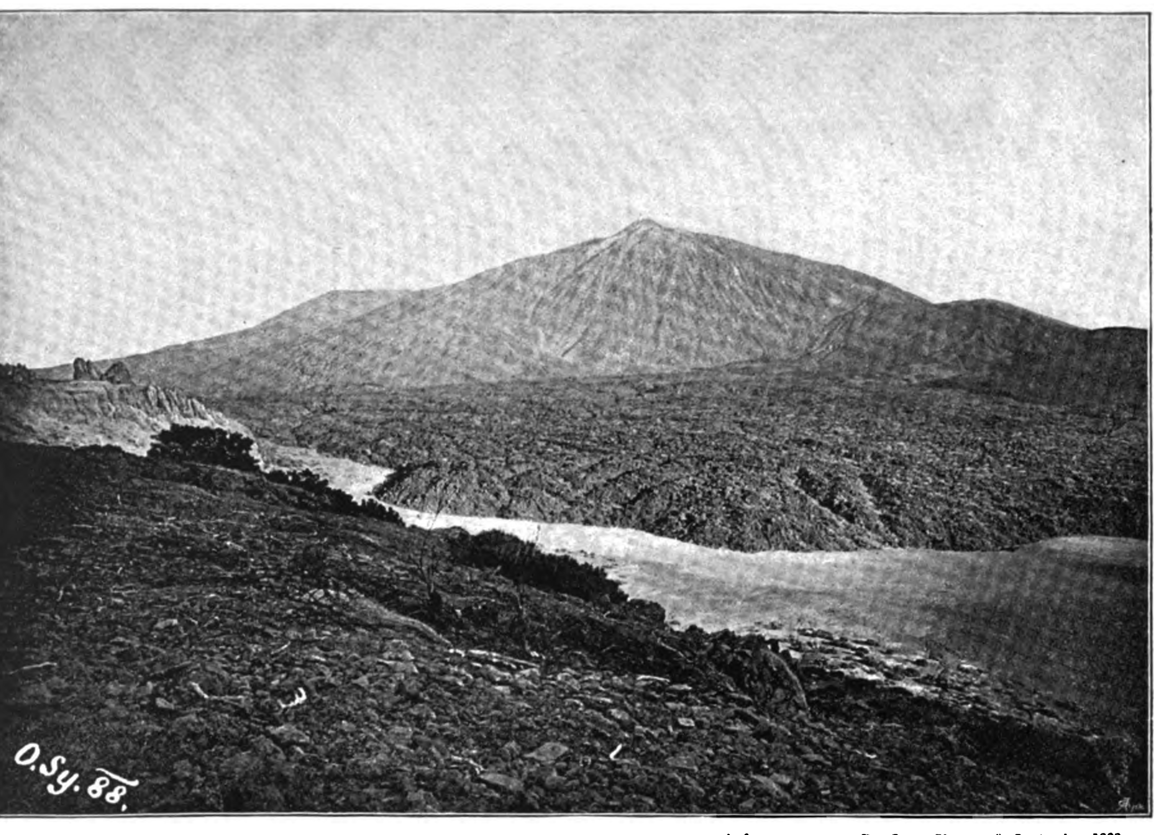
[1]) Dass die Mitte des Interferenzbildes öfter nicht genau mit der Mitte des Gesichtsfeldes zusammenfiel, möchte ich auf nicht genau horizontale Lage der Blättchen schieben. Wenigstens gelang es nicht, eine Gesetzmässigkeit in der Abweichung aufzufinden, welche, wenn vorhanden, zur Annahme des triklinen Systems nöthigen würde.

[2]) Zepharovich, Min. Lex. I, pag. 224.

[3]) Schiefe Auslöschung fand auch Arzruni am faserigen Keramohalit aus dem Bathumer Gebiet (Kaukasien). Zeitschr. f. Kryst. IX, pag. 432.

Winkel einschliessende Auslöschungsrichtung der Axe kleinerer Elasticität. Die Orientirung stimmt also mit dem Mineral vom Pic de Teyde überein, wenn man annimmt, dass die Fasern, so wie die Schüppchen des letzteren nach der Verticalaxe gestreckt sind. Die Auslöschungsschiefe der Fasern wechselt und ist meist kleiner als 42°, was nicht befremden kann, weil die Fasern nicht immer auf (010) liegen werden.

Das durch Umkrystallisiren des Keramohalit von Tenerifa erhaltene Product besteht aus dünnen Schüppchen, welche sich im Aussehen ähnlich verhalten, wie das an Ort und Stelle gesammelte Material, aber keine deutlichen Formen erkennen lassen.



Aufgenommen von Dr. Oscar Simony, 8. September 1888.

Südansicht des Pico de Teyde
mit der Montaña blanca (rechts) und dem Pico viejo (links) aus ca. 2250 m Seehöhe.

Tschermak's „Mineralogische und petrographische Mittheilungen", Band XII, Heft 1.



Aufgenommen von Dr. Oscar Simony, 8. September 1888.

Der Gipfelkrater des Pico de Teyde
mit einem im Kratergrunde nächst dessen Südrande gelegenen Schwefelofen.

Tschermak's „Mineralogische und petrographische Mittheilungen", Band XII, Heft 1.

V. Zur Auffassung der chemischen Natur des Grundgebirges.

Von **H. Rosenbusch.**

Auf der allgemeinen Versammlung der deutschen geologischen Gesellschaft in Freiburg i. B. hat nach dem Sitzungsprotokoll Hermann Credner (Z. d. geol. Ges. 1890, XLII, 602) einen Vortrag gehalten, der sich mit der Entstehung und Natur des Grundgebirges beschäftigt. Die dogmatische Sicherheit der Entscheidungen in diesem Vortrage will ich gern bewundern, die darin ausgesprochenen Ansichten vermag ich nur in geringem Maasse zu theilen. Indessen möchte ich zunächst und an dieser Stelle nicht in ein Turnier mit H. Credner eintreten, obgleich ich mit aufrichtiger Freude seinen Eintritt in die Arena der mikroskopischen Forschung begrüsse. Ich danke dem Redner für die hilfreiche Hand, die er uns bei der Deutung der Schwarzwaldgneisse bietet und nehme mit Genugthuung Act davon, dass den orogenetischen Vorgängen eine Mitwirkung bei der Gestaltung der Grundgebirgsschiefer überhaupt zugestanden wird.

H. Credner sagt in diesem Vortrage, dass die „streifigen undeutlich flaserigen bis schieferigen Gneissgesteine“ der Aufschlüsse im Höllenthal, am Feldberge und im Wienthal „geologisch und genetisch etwas durchaus Anderes sind, wie die archäischen Gneisse und die mit letzteren innigst verknüpften krystallinischen Schiefer“. — Soll das heissen, dass es keine Gneisse sind? oder, dass sie wohl Gneisse, aber nicht archäische Gneisse sind? oder aber, dass sie weder Gneisse noch archäisch sind? Nun hat H. Credner in den von ihm genannten Profilen zum grossen Theile typisch granulitische Gneisse der älteren Schwarzwaldgeologen sehen können; ja zum Theil Granulite, welche von sächsischen Granuliten zu unterscheiden ich mich ausser Stande sehe. Dieselben haben auch die gleichen Amphibolit- und Eklogiteinlagerungen. Also sind wohl auch die sächsischen Granulite keine Gneisse oder nicht archäisch, oder weder Gneisse noch archäisch. Aber damit stimmt nicht die Darstellung der von H. Credner geleiteten geologischen Landesuntersuchung.

Dann gibt H. Credner ein Recept zur Unterscheidung der archäischen Formationsreihe von Complexen dynamometamorpher

Eruptivmassen, wonach man ihm unschwer darthun könnte, dass ein grosser, wenn nicht der grösste Theil der erzgebirgischen Gneisse dynamometamorphe Eruptivmassen sind. Er schliesst: „Für die Entscheidung der Frage, ob wir im gegebenen Falle durch Stauungsmetamorphismus flaserig-schiefrig gewordene massige Gesteine vor uns haben, bietet somit die Deformations- und Mikrobreccienstructur ein sicheres Kriterium. Fehlt dieser charakteristische Stempel, so gehört jede Behauptung stattgehabter Dynamometamorphose in das Gebiet der Hypothese.“ An und für sich ist das ja nicht schlimm; was die Amerikaner eine working hypothesis nennen, ist ein gar fördersames Ding, dessen sich Niemand zu schämen braucht. Aber in dem ganzen Zusammenhange will H. Credner doch wohl mit diesen Worten ein Anathema sit! über eine unbequeme Lehre aussprechen. Da ist es denn doch kein unbilliges Verlangen, wenn ein warmer Anhänger der verurtheilten Lehre bittet, ihm nun auch das Licht der richtigen Lehre leuchten zu lassen. Dabei hat H. Credner wohl auch die Freundlichkeit zu sagen, welche Schwarmgeister er im Auge hat, wenn er „der neuerdings mehrfach behaupteten Entstehung der gesammten archäischen Formation aus massigen Erstarrungsgesteinen“ entgegentritt. Auf mündliche Anfrage in Freiburg (im Privatgespräche, bei dem Vortrage war ich nicht zugegen) vermochte er sie mir nicht zu nennen. Da sie nun aber auch im gedruckten Protokoll erscheinen, so müssen sie doch irgendwo existiren.

Nein so einfach, wie sich H. Credner zu denken scheint, liegen die Verhältnisse im Grundgebirge nicht. Mit einem einfachen Recept kommt man bei dem Studium der krystallinen Schiefer nicht durch. Es bedarf dazu des Zusammenwirkens vielseitiger Arbeit in convergirender Richtung auf das ferne Ziel.

Es ist der mikroskopischen Forschung gegangen, wie dem Joseph in der Bibel. Er sollte von seinen Brüdern — hier sind es die Schwestern Stratigraphie, Chemie u. s. f. — in den Brunnen geworfen werden und wurde schliesslich als Sklave nach Aegypten verkauft. Auch darin stimmt der Vergleich, dass die mikroskopische Forschung Böses mit Guten vergilt und die unfreundlichen Geschwister zu gemeinsamer Arbeit in den fruchtbaren Gefilden der krystallinen Schiefer einladet. Heute möchte ich einen Hinweis darauf versuchen,

wie die Chemie hier helfend eingreifen kann, später laden wir auch einmal die Stratigraphie zur Mitarbeit.

In einem Aufsatze „Zur Auffassung des Grundgebirges" in L. J. 1889, II, 81 habe ich versucht, auf Grund allgemeiner Erwägungen und structureller Verhältnisse den Nachweis zu führen, dass die Gesteinsmassen des sogenannten Grundgebirges oder die krystallinen Schiefer normale Formationsgruppen in dynamometamorpher Facies seien, d. h. theils aus ursprünglichen Sedimenten, theils aus zugehörigen Eruptivmassen durch orogenetische Vorgänge entstanden seien. — In einem anderen Aufsatze: „Ueber die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine" (Diese Zeitschrift 1890, XI, 144) bemühte ich mich, die Gesetzmässigkeiten im chemischen Bestande der Eruptivmassen zu formuliren. Ob man nun den an den genannten Stellen entwickelten Anschauungen zustimme oder nicht, in keinem Falle wird man bestreiten können, dass die Bestandtheile eines Eruptivmagmas und also eines Eruptivgesteines nicht anders als gesetzmässig sein können, während in einem mechanischen Gemenge — und das sind doch die ursprünglichen Sedimente — an und für sich eine Gesetzmässigkeit in den relativen Mengen der Bestandtheile nicht vorhanden sein muss. Der Betrag an Thonerde, Kieselsäure, Alkalien, Kalk, Magnesia u. s. f. in einem Eruptivgestein ist jeweils innerhalb gewisser Grenzen festgelegt, die er nicht überschreitet, weder nach oben noch nach unten. Worin diese Gebundenheit an gewisse Grenzen ihren letzten Grund habe, darüber kann man ja verschiedener Ansicht sein, aber über die Gebundenheit selbst lässt sich nicht streiten.

Dagegen ist gar nicht abzusehen, warum in einem Sediment nicht ein ganz beliebiger Gehalt an Kalk oder Magnesia, beziehungsweise an Alkalien oder Kieselsäure mit jedem beliebigen Gehalt an Thonerde solle vorkommen können. Das hängt ja ausschliesslich von der wechselvollen Natur der Gesteinsmassen in den erodirten Flussgebieten, der Stromstärke der den Detritus fortführenden Gewässer, und ähnlichen Factoren ab.

Finden wir daher in einem krystallinen Schiefer ein solches Mischungsverhältnis der chemischen Bestandtheile, wie es bei keinem Eruptivgestein vorkommt, so wird man schliessen dürfen, das derselbe nicht durch irgendwelche Dynamometamorphose aus einem Eruptiv-

gestein entstanden sein kann. — Ist dagegen die chemische Mischung in einem krystallinen Schiefer die gleiche wie in einem bestimmten Eruptivgestein, so wird man zugeben müssen, dass erster durch Dynamometamorphose aus letzterem hervorgegangen sein kann. Nicht muss, denn ein Thonschiefer kann zweifellos auch die Zusammensetzung eines Granits haben. Die Entscheidung ist dann durch die Structur, beziehungsweise die Stratigraphie zu suchen.

Dieser Entwicklung wird man seine Zustimmung nicht versagen können, wenn man zwei Prämissen zugibt: 1. Dass die krystallinen Schiefergesteine überhaupt dynamometamorphe Massen sind; 2. dass die Dynamometamorphose den chemischen Charakter der ihr unterliegenden Gesteine nicht wesentlich ändert.

Die erste Prämisse habe ich in dem oben citirten Aufsatze erörtert. Wer sich dieser Auffassung nicht anschliessen kann oder will, wird auch diesen Aufsatz nicht lesen wollen. Ich brauche also darauf nicht weiter einzugehen.

Die zweite Prämisse bedarf einer Prüfung. — Ich bin der Ansicht, dass die Dynamometamorphose die chemische Natur der ihr unterworfenen Gesteine nicht wesentlich ändert, sie jedenfalls sicher nicht unkenntlich macht. Ich stütze mich dafür auf die durch zahlreiche Analysen nachgewiesene Uebereinstimmung der dynamometamorphen Granite mit normalen, der Dioritschiefer mit Dioriten, der aus Gabbro hervorgegangenen Amphibolitgesteine mit Gabbro, der Olivinschiefer mit Olivinfelsen, der gepressten und zu Sericitschiefer umgewandelten Quarzporphyre mit normalen Quarzporphyren, der Epidiorite, Proterobase u. s. w. mit Diabasen. Dass gewisse chemische Veränderungen dabei vorgehen, wäre thöricht zu bestreiten. Ich rechne dahin die chemische Bindung von Wasser, welches vielleicht als Bergfeuchtigkeit oder in Einschlüssen vorhanden war, die Aufnahme von Kohlensäure, Sauerstoff und anderen in der Bergfeuchtigkeit vorhandenen Substanzen oder den Austritt derselben. Aber der chemische Charakter im grossen und ganzen bleibt unverkennbar vorhanden. — Eine weitere Begründung der zweiten Prämisse sehe ich in dem scharfen und unvermittelten Absetzen sehr heterogener Gesteinsmassen in dynamometamorphen Gebieten.[1] Man denke an Eklogite und Gneisse, Pyroxengranulite

[1]) Dem dürfte auch wohl das Vorkommen randlicher Silikatbildungen um körnigen Kalk und Verwandtes nicht widersprechen.

und Granulite, Amphibolite und Phyllite und was dergleichen leicht vermehrbare Beispiele weiter sind. Die Dinge sind durcheinander geknetet auf's äusserste, aber sie haben einander stofflich nicht beeinflusst; es gibt keine eigentlichen Mischungszonen. Das ist ein Moment von der allergrössten Bedeutung! Es beweist uns, dass die Metamorphose sich im festen oder doch angenähert festen (plastischen) Aggregatzustande vollzog. — Wer sich je mit dem Studium der krystallinen Schiefer beschäftigte, wird also wohl auch die zweite Prämisse zugestehen müssen.

Danach wird es thunlich sein, die Tragweite dieser Erörterungen und ihre praktische Anwendbarkeit an einigen Beispielen zu prüfen. Ich beginne mit den Gneissen und wähle die Analysen aus Justus Roth's verdienstlichen Tabellen, die ja jedem Geologen zur Hand sind. Doch möchte ich mich nochmals dagegen verwahren, für die aus den folgenden Angaben sich ergebenden Schlüsse verantwortlich zu sein. Die definitive Deutung im einzelnen behalte ich mir noch vor.

Die Analysen sind auf eine Decimale zurückgeführt und unwesentliche Bestandtheile, wie Phosphorsäure z. B. der Kürze halber fortgelassen; Mangan wurde mit Eisen vereinigt.

	I	II	III	IV	V	VI	VII
$Si\,O_2$ . . .	73·4	75·2	75·5	67·5	65·6	54·8	56·4
$Ti\,O_2$ . . .	0·4	—	—	—	0·9	0·8	0·6
$Al_2\,O_3$ . .	12·0	13·7	14·5	16·8	15·0	18·2	14·4
$Fe_2\,O_3$ . .	2·8	—	0·5	5·3	2·6	2·3	1·0
$Fe\,O$ . . .	—	2·4	0·3	1·5	3·7	5·5	4·7
$Mg\,O$ . . .	0·3	0·3	0·5	1·1	2·1	4·9	3·7
$Ca\,O$ . . .	Spur	0·4	2·0	2·5	2·0	8·0	13·1
$Na_2\,O$. . .	8·1	2·4	2·3	3·2	2·6	3·6	4·3
$K_2\,O$ . . .	2·5	4·4	3·9	2·0	3·6	1·5	1·2
$H_2\,O$ . . .	0·7	0·9	—	1·4	1·2	1·2	0·5
Summa .	100·2	99·7	99·5	101·3	99·3	100·8	99·9

I. Weissteingneiss. Grundlitz bei Stambach. Müncheberger Gneiss.
II. Rother Gneiss. Grube Himmelfahrt. Freiberg.
III. Eisengneiss der schwedischen Geologie. Elfborgslän. Vårgårde.
IV. Grauer Augengneiss. Zwischen Myrby und Westanbäck, Schweden.
V. Grauer erzgebirgischer Gneiss. Aus 1708 rh. Fuss Tiefe des Abraham Kunst- und Treibeschacht.

VI. Hornblendegneiss (Dioritgneiss). Nahe unterhalb der Rothenburg. Kyffhäuser.

VII. Augitgneiss. Oestliches Thal von Lá Hingrie. Weilerthal, Vogesen.

Die Uebereinstimmung der Analysen I und II mit der Constitution eines Alkaligranits (Albitgranits), in welchem das Magma γ sehr rein auftritt, lässt nichts zu wünschen. In III tritt deutlich eine gewisse Quantität des Kernes $Ca\,Al_2\,Si_4$ hinzu, das Gestein nähert sich der Zusammensetzung eines Granitits. In IV ist der chemische Granitittypus unverkennbar, in V haben wir die Zusammensetzung eines Diorits mit nicht hohem Quarzgehalt, VI lässt sich auf einen Quarzaugitdiorit deuten. Die chemische Uebereinstimmung dieser Gneisse mit den genannten Tiefengesteinen ist so offenbar, dass wohl kein Petrograph an derselben zweifeln wird; es sind abyssische Formen der γ- und δ-Magmen.

Man vergleiche damit die Analysen:

VIII. Granatgneiss; östlich von Trosa, Schweden.

IX. Biotitgneiss, körnig. Renchthal bei Freiersbach, Schwarzwald.

X. Hornblendegneiss. Ogden Cañon. Wahsatch Range. Utah.

XI. Körnelgneiss Gümbel's mit Aspasiolith-ähnlichem Mineral. Hofkirchen. Ostbayer. Grenzgebirge.

XII. Körnelgneiss Gümbel's, dem grauen Gneiss Sachsens sehr ähnlich. Schwendreuth bei Wolfstein. Ostbayer. Grenzgebirge.

XIII. Hornblendegneiss. Nordwestlich vom Bahnhof Oberramstadt, Odenwald.

XIV. Kinzigit. Schenkenzell bei Wittichen, Schwarzwald (mit 0·20 $Ba\,O$, 0·29 S und 4·33 Graphit).

	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV
SiO_2 . . .	56·8	65·6	74·9	73·2	74·2	59·0	44·5
TiO_2 . . .	—	—	—	0·6	0·6	0·5	—
Al_2O_3 . . .	20·7	21·9	9·4	8·7	8·4	21·6	17·5
Fe_2O_3 . . .	6·3	2·6	7·5	7·8	6·0	1·2	3·4
FeO	5·6	2·1	0·1	0·3	2·1	2·9	12·6
MgO . . .	2·9	0·3	1·6	Spur	Spur	3·5	5·7
CaO	0·9	3·1	4·0	1·7	1·7	6·6	3·4
Na_2O . . .	1·1	2·1	2·0	1·4	1·5	0·8	3·6
K_2O	4·0	1·3	1·0	4·6	4·6	2·3	3·5
H_2O	1·1	1·1	—	0·9	0·3	1·5	1·7
Summa . .	99·4	100·1	100·5	99·2	99·4	99·9	95·9

Hier hebt sich zunächst eine Gruppe ab (VIII, IX, XIII) mit über 20 Procent Al_2O_3; solche Thonerdemengen finden sich in der Eruptivgesteinsreihe nur bei den Magmen φ und ϑ; sie kommen gelegentlich bei sehr basischen Gliedern der ψ-Magmen vor. Aber die übrigen Bestandtheile erlauben in ihrem Mengenverhältnis weder einen Vergleich mit Eläolithsyeniten, noch mit Theralithen, Tephriten, Basalten u. dergl. Die hier vorliegende Mischung ist überhaupt als Eruptivmagma unmöglich; denn das Verhältnis von Al_2O_3: $(Na_2O + K_2O + CaO)$ übersteigt enorm die atomistische Proportion 1 : 1. Es beträgt $Al_2O_3 : (Na_2O + K_2O + CaO)$ atomistisch bei VIII rund 203 : 76, bei IX 215 : 103, bei XIII 212 : 148. — Das ursprüngliche Material dieser Gneisse muss ein mechanisches Gemenge gewesen sein, in welchem Kaolin oder eine verwandte Substanz nebst Quarz herrschten, während Chlorit, Brauneisen oder Rotheisen und in IX und XIII wohl auch Calcit sich beigemengt fanden. Solche Sedimente haben wir in den Thonschiefern, beziehungsweise den Phylliten. Die Wahrscheinlichkeit dieser Ableitung wird gestützt durch den Vergleich von:

	1	2	3	4	5	6
SiO_2 . . .	61·6	62·5	59·4	53·5	61·7	73·6
Al_2O_3 . . .	20·1	22·8	22·1	19·6	19·8	9·6
Fe_2O_3 . . .	2·9	—	—	13·1	—	7·7
FeO . . .	3·4	3·9	7·1	—	10·1	—
MgO . . .	1·6	1·2	3·6	3·7	3·0	0·9
CaO . . .	0·7	0·2	0·2	—	0·8	0·9
Na_2O . . .	1·9	1·4	2·1	2·9	1·3	1·3
K_2O . . .	4·8	5·2	3·8	2·6	1·9	2·0
H_2O . . .	3·0	3·5	3·5	4·1	0·9	3·6
Summa .	100·0	100·7	101·8	99·5	99·5	99·6

1. Phyllit. Juliushammer. Fichtelgebirge.
2. „ Erzberg. Fichtelgebirge.
3. „ Eichgrün. Voigtland.
4. „ Harteigen. Hardangerfjeld.
5. Thonschiefer. Linkes Gehänge des Selkethals zwischen Alexisbad und Mägdesprung.

Zu einer zweiten Gruppe treten die Gneisse der Analysen X, XI. XII zusammen. Hier ist die Thonerdemenge aussergewöhnlich klein, sie bleibt unter 10 Procent. An und für sich liesse sich aus dem Verhältnis von $Al_2O_3 : (K_2O + Na_2O + CaO)$ kein Einwand gegen die Abstammung dieser Gneisse von sauren granitischen Magmen ableiten; aber eine solche Deutung scheitert sofort an dem hohen Eisengehalt der Gesteine. Man kennt zwar einen solchen wohl bei gewissen Keratophyren und Pantelleriten, aber gegen diese als ursprüngliches Material spricht der Alkaligehalt. Die chemische Constitution dieser Gesteine deutet mit grosser Wahrscheinlichkeit auf ursprüngliche mechanische Gemenge, wie sie sich etwa zu einem eisenschüssigen, feldspathreichen Sandstein aggregiren könnten, oder in gewissen Lehmen vorliegen. Man vergleiche oben Analyse 6 eines Lehms von Gundelfingen bei Freiburg i. B.[1]) — Der Kinzigit wurde angeführt als ein Beispiel für krystalline Schiefer, wo anscheinend die Zusammensetzung in gewissen Einzelheiten einem eruptiven Urmaterial entsprechen würde, während die Zusammensetzung in ihrer Gesammtheit einer solchen Deutung dennoch nicht angepasst werden kann.

An die Gneisse mit dem chemischen Charakter der Eruptivgesteine schliessen sich auf's innigste die sächsischen Granulite an, wie die Analysen XV—XVII darthun. Ihnen stehen wieder viele der schwedischen Hälleflinten und Eurite sehr nahe, Analysen XVIII bis XXII. Immerhin fällt bei manchen (XVIII und XIX) die gegenüber dem verschwindenden Kalkgehalt nicht unbeträchtliche Menge von Magnesia und Eisenoxyden auf und mahnt zur Vorsicht bei der Beurtheilung des ursprünglichen Zustandes. XX und XXI tragen mehr den chemischen Charakter von effusiven, als von intrusiven Formen der granitischen Magmen δ. — Zur Beurtheilung der sogenannten Trappgranulite Sachsens füge ich die Analysen XXIII und XXIV an; die Analogie mit der Zusammensetzung der Diabase und Gabbros bedarf nicht des Beweises. Auffallend wäre nur das vollständige Fehlen der Alkalien in XXIV, aber auch ohne solche würde die Thonerde in dem Kern $Ca\,Al_2\,Si_4$ volle Bindung finden und noch einen Ueberschuss von Kalk lassen.

---

[1]) Beschreibung der Umgebungen der Bäder Glotterthal und Suggenthal von J. Schill. Carlsruhe 1862, pag. 15.

	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX	XXI	XXII	XXIII	XXIV
SiO_2 .	75·8	73·0	74·6	76·9	73·5	75·2	75·3	72·8	52·2	49·9
Al_2O_3 .	12·1	12·7	12·8	10·0	11·3	12·6	13·6	14·8	11·8	13·9
Fe_2O_3 .	—	—	—	1·0	3·5	0·8	1·0	3·1	7·8	—
FeO . .	2·2	4·1	2·4	3·7	1·9	1·7	1·3	—	6·7	16·0
MgO .	0·4	0·6	0·2	1·2	1·4	0·4	0·7	1·1	7·4	7·9
CaO .	1·4	2·3	0·7	0·6	0·6	1·2	0·6	3·1	11·4	10·4
Na_2O .	2·7	3·2	2·4	4·4	1·0	4·8	0·5	2·9	2·3	—
K_2O .	4·3	3·5	5·8	0·7	6·8	1·7	6·4	2·2	0·2	—
H_2O .	0·6	0·6	1·0	1·2	1·4	0·8	0·6	0·8	—	1·7
Summa	99·5	100·0	99·9	99·7	101·4	99·2	100·0	100·8	99·8	99·8

XV. Granulit. Neudörfchen, östlich Mittweida.
XVI. „ normal, Penig.
XVII. Gneissgranulit. Steina bei Hartha.
XVIII. Hälleflinta. Oestlich von Knifsta. Gehört zu dem Lager im Gneiss mit dem Eisenerzvorkommen von Dannemora.
XIX. Hälleflinta. Nordöstlich Uggelbol. Tenstasocken, Schweden.
XX. „ Zwischen Södra Ekeberget und Löffallet. Örebrolän.
XXI. Eurit, dunkelroth. Nördlich von Ringshytta. Örebrolän.
XXII. „ grau, gneissähnlich. Dalkarlsberg, ebenda.
XXIII. Trappgranulit. Schweizerthal bei Burgstädt.
XXIV. „ Klausmühle bei Limbach.

Von den Trappgranuliten werden wir unmittelbar hinübergeführt zu der wechselreichen Reihe der Amphibolgesteine und Eklogite, welche lagerartig im Gneiss oder seinen Aequivalenten, beziehungsweise im Glimmerschiefer und Urthonschiefer auftreten. Gerade bei dieser so verbreiteten und wichtigen Gesteinsfamilie lässt das Mikroskop uns so oft im Stich, wenn es sich darum handelt, die ursprüngliche Natur derselben zu bestimmen, weil eben durch die intensive Neubildung von Mineralien die Structur so oft vollkommen verwischt wurde. Mechanische Arbeit ist in chemische umgesetzt und somit fehlen auch die Phänomene der Kataklase nicht selten vollständig. Um so wichtiger wird die chemische Zusammensetzung für die Gewinnung zuverlässiger Anhaltspunkte, von denen aus die geologische Paragenese dann weiter in's Auge gefasst werden muss. Die Analysen XXV—XXXVII geben eine Anzahl hierher gehöriger Felsarten, und zwar ist:

XXV. Hornblendeschiefer. Marienhöhe bei Darmstadt (mit 0·04 TiO_2).
XXVI. Zoisit-Amphibolit. Loisberg bei Langenlois, Niederösterreich.
XXVII. Strahlsteinfels. Schapbachthal zwischen Friedrich-Christiangrube und Schwarzenbruch (mit 0·6 P_2O_5).
XXVIII. Eklogit. Eibiswald, Steiermark.
XXIX. „ Böhrigen, hinter der Fabrik, Sachsen.
XXX. „ Altenburg, Niederösterreich.
XXXI. „ Markt Schorgast, nahe der Falzer Höhe. Fichtelgebirge.
XXXII. Hornblendeschiefer. Milben im Renchthal,. Schwarzwald.
XXXIII. „ Treppenstein bei Mähring, Bayr. Wald.
XXXIV. Amphibolit. Landeinwärts von Selgapajalax, Finnland.
XXXV. Hornblendegestein. Rauhenthal bei Eckkirch, Vogesen.
XXXVI. Eklogit. Eppenreuth, Fichtelgebirge.
XXXVII. „ Silberbach, Fichtelgebirge.

	XXV	XXVI	XXVII	XXVIII	XXIX	XXX	XXXI	XXXII	XXXIII	XXXIV	XXXV	XXXVI	XXXVII
SiO_2	48·2	47·3	50·0	50·1	47·2	48·9	48·8	48·9	46·7	46·0	46·4	57·1	55·0
TiO_2	—	0·4	—	—	—	—	—	—	2·8	—	6·7	—	—
Al_2O_3	17·9	16·9	13·4	14·4	14·6	14·5	16·2	26·3	4·3	4·1	4·6	11·7	13·5
Fe_2O_3	5·3	1·7	4·3	13·0	6·4	2·0	6·0	—	8·0	12·3	2·1	2·8	2·7
FeO	5·0	5·6	7·3	—	—	7·1	7·9	9·4	18·1	—	26·2	3·5	3·6
MgO	8·1	11·3	11·0	6·5	18·9	12·2	7·5	1·2	2·0	21·7	10·6	6·4	10·2
CaO	10·9	13·3	8·1	12·8	12·1	13·8	9·7	10·0	14·8	10·3	—	13·8	12·1
Na_2O	0·5	4·3	2·6	2·3	—	1·7	2·6	3·4	2·4	—	—	2·3	2·1
K_2O	2·7	0·4	1·6	0·1	1·0	0·2	0.5	1·0	—	—	—	0·8	0·5
H_2O	1·5	—	1·7	—	—	0·4	0·1	—	0·5	4·4	3·6	0·5	0·3
Sa.	100·1	101·2	100·0	99·2	100·2	100·8	99·3	100·2	99·6	98·8	100·2	98·9	100·0

Wieder fällt hier zunächst eine Gruppe von Analysen (XXV bis XXXI) auf, die ganz den Charakter von Eruptivgesteinen an sich tragen. Sie stimmen recht genau mit der Zusammensetzung mancher Diabase und Gabbros (zum Theil olivinreicher) überein; es sind ψ-Magmen. Sie haben keinerlei Verwandtschaft mit den Analysen XXXII—XXXV, obgleich die mineralogische Zusammensetzung zum Theil durchaus dieselbe ist, wie ja auch bei den Gneissen der Körnelgneiss (XI) von Wolfstein „dem grauen Gneiss des Erzgebirges

(V) sehr ähnlich" ist, obgleich sie chemisch weit differiren und sicher nicht von demselben Urmaterial abgeleitet werden können. Die Deutung der Analysen XXXII—XXXV ist nicht wohl möglich ohne eine gewisse Conjecturalinterpretation. In XXXII kann man kein ursprüngliches Eruptivgestein annehmen aus den oben angegebenen Gründen; wird man so zu der Annahme eines Sedimentes gedrängt, so kennen wir, von Tuffen und Sandsteinen abgesehen, wesentlich nur thonige Sedimente, Carbonate und Gemenge dieser. Dann müsste man sich wohl in dem ursprünglichen Substrat dieses Gesteins die Thonerde an das Alkali gebunden als Feldspath, den Rest als Kaolin denken. Für die Oxyde der zweiwertigen Metalle würde dann die Bindung in Carbonaten anzunehmen sein, wenn man von freien Eisenoxyden und etwa Chlorit absieht. Man brauchte dann eine atomistische Menge von Kohlensäure, welche gleich wäre der Summe der vorhandenen Atome $FeO + MgO + CaO$ und könnte auf diesem Wege die hypothetische Zusammensetzung des ursprünglichen Sedimentes berechnen, wie folgende Zahlen zeigen:

1. Procentischer Bestand der Analyse XXXII.
2. Atomistische Verhältnisse derselben + der für $CaO + MgO + FeO$ nothwendigen CO_2.
3. Daraus berechnete procentische Zusammensetzung des ursprünglichen Sediments.

	1	2	3
SiO_2	40·9	0·815	40·0
Al_2O_3	26·3	0·258	21·5
FeO	9·4	0·130	7·7
MgO	1·2	0·030	1·0
CaO	10·0	0·179	8·2
Na_2O	3·4	0·054	2·8
K_2O	1·0	0·011	0·8
CO_2	—	0·340	12·3
H_2O	—	0·386	5·6
Summa . . .	100·2	—	99·9

Das ursprüngliche Substrat wäre somit ein Gemenge aus 29 Procent Carbonaten mit 71 Procent Silicaten gewesen; solche Gemische kommen unter den Kalkthonschiefern und Mergeln vor, und dass sie dem Schwarzwaldgebirge nicht fehlten, beweisen uns die Wollastonitfelse des Bellenwaldes bei Gengenbach.

In analoger Weise wären die Analysen XXXIII, XXXIV und XXXV zu berechnen; in ihnen würden nur die Carbonate in dem ursprünglichen Material stark über die Silicate geherrscht haben, wie denn z. B. in XXXIV ein thoniger Dolomit mit etwa 60 Procent Carbonaten vorliegen würde.

In den Eklogiten der Analysen XXXVI und XXXVII deuten die allgemeinen Verhältnisse auf den ersten Blick mehr auf eine Analogie mit gabbro-dioritischen Massengesteinen; aber der Eisengehalt ist etwas niedrig gegenüber dem Kalk- und Magnesiagehalt und auch sonst stimmt mancher Zug nicht recht zu einer solchen Annahme. Hier liegt ein Fall vor, bei welchem die chemische Discussion nicht weit führt.

Für eine Besprechung der Glimmerschiefer, Chloritschiefer und Talkschiefer fehlt zur Zeit die geeignete chemische Grundlage fast noch vollständig, sowohl was die actuelle Beschaffenheit, wie die ursprünglichen stofflichen Substrate betrifft. Das gilt natürlich nicht für die Gneissglimmerschiefer, welche sich auf's engste an die Gneisse selbst anschliessen. Dass aber auch hier die Chemie in hohem Grade zur Mitarbeit berufen ist, mögen die folgenden drei Analysen darthun:

XXXVIII. Chloritschieferklippe. Oestlich von Rotön. Blatt Åmål der geologischen Karte von Schweden.

XXXIX. Talkschiefer. Zöptau. Mähren.

welche mit Evidenz auf Diabas und Lherzolith (man vergleiche die Cossa'schen Analysen) hinweisen. Thatsächlich traf ich auch z. B. in dem Profil Aadland-Trengereid auf der Halbinsel Bergen Olivinfels und Talkschiefer in unmittelbarer Berührung, soweit die rasche Durchwanderung zu beurtheilen gestattete. Auch der Chloritschiefer XL vom Riffelhorn weist offenbar auf Olivinfels als sein Muttergestein

	XXXVIII	XXXIX	XL
SiO_2	49·2	53·3	42·1
Al_2O_3	15·1	4·4	3·5
Fe_2O_3	12·9	5·8	—
FeO	—	1·0	27·4
MgO	5·2	29·8	17·1
CaO	10·6	1·5	1·0
$Na_2O + K_2O$	5·1	1·5	—
H_2O	1·9	2·6	11·2
Summa	100·0	99·9	102·3

Sind das Alles blosse Zufälligkeiten? Wer da glauben wollte, er könne alle diese Verhältnisse mit einer stolz ablehnenden Handbewegung „in das Gebiet der Hypothese“ verweisen, würde damit einfach auf die Betheiligung an einer wissenschaftlichen Behandlung der krystallinen Schiefer Verzicht leisten.

Heidelberg, im März 1891.

VI. Der Baryt des Hüttenberger Erzberges.

Von **Aug. Brunlechner.**

Vom Hüttenberger Erzberg kamen mir in jüngster Zeit Barytkrystalle zur Hand, deren interessanter, an ziemlich zahlreichen Exemplaren übereinstimmend an Hemimorphie erinnernder Bau nebst anderen krystallographischen Eigenthümlichkeiten zu näherer Untersuchung einlud; nachdem ich andererseits schon seit Jahren den genetischen Verhältnissen der Mineralvorkommen dieses Fundortes besondere Aufmerksamkeit zugewendet hatte, so liessen sich nun die Ergebnisse der neuen krystallographischen Bestimmungen mit den früheren Beobachtungen innerhalb eines gemeinsamen Rahmens behandeln, woraus die vorliegende Arbeit resultirte.

Ueber den Hüttenberger Erzberg berichten die Monographien von F. Münichsdorfer[1]) und F. Seeland[2]); v. Zepharovich bestimmte einen Barytkrystall von dieser Localität.[3])

Die Eisenerzlagerstätten bilden mächtige, unregelmässig beränderte Linsen[4]), welche dem körnigen Urkalk lagerartig, unter 30 bis 70 Grad in SW fallend, eingebettet sind. Die erzführenden krystallinischen Kalksteine streichen mit Straten von Gneis, Glimmerschiefer, Pegmatit, Amphibolit und Eklogit in anhaltenden Zügen SO—NW über die breiten Rücken der Kor- und Saualpe, ihr Erzreichthum concentrirt sich überwiegend in einem westlichen Ausläufer der letzteren im Knappenberge, auch Hüttenberger Erzberg genannt.

Die Figuren I und II geben Profile durch das barytreiche Fleischerstollenlager des oberen Knappenberges.

Die Erze, Spath- und Brauneisenstein, sind derart im Lagerraume vertheilt, dass letzterer, als sogenanntes „Braun- und Blauerz" hauptsächlich in den höheren Horizonten einbricht. Zahlreiche „Lagerarten" begleiten die Erze dieser metamorphen Lager, wovon manche allerdings nur als Raritäten auftreten; ich nenne: Pyrolusit,

---

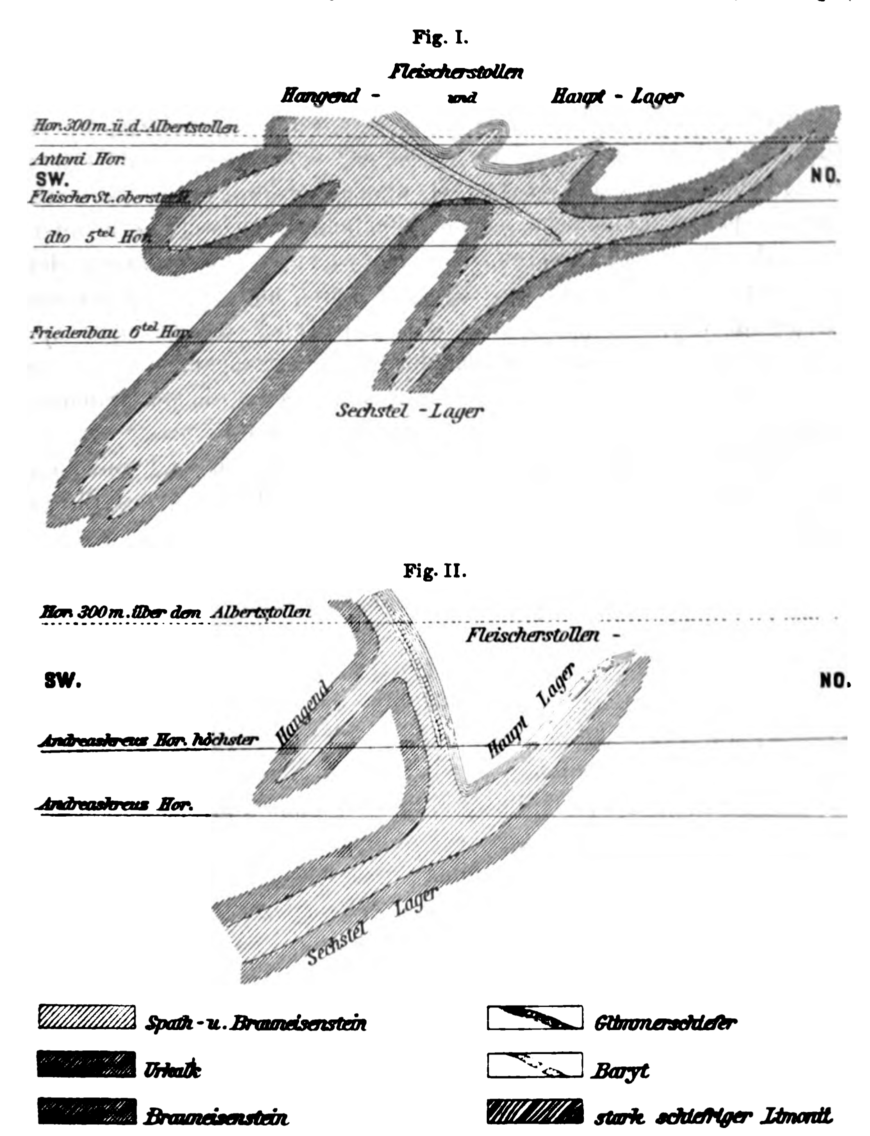
[1]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1855, Bd. VI.

[2]) Ebenda. 1876, Bd. XXVI.

[3]) Lotos, 1881.

[4]) Dr. Albrecht v. Groddeck, Lagerstättenlehre, pag. 130.

Wad, Pyrrhosiderit, Ankerit, Calcit, Aragonit, Dolomit, Baryt, Quarz, Chalcedon, Kieselsinter, Pyrit, Galenit, Bournonit, Chloanthit, Löllingit,



Arsenkies, Rammelsbergit, Ullmanit, Wismuth, Anglesit, Cerussit, Malachit, Chrysokoll, Linarit, Pittizit, Skorodit, Symplesit, Pharmakosiderit, Muscovit u. A. m.

Es ist nicht wahrscheinlich, dass sämmtliche Elemente dieser immerhin für ein lagerartiges Vorkommen mannigfaltigen Suite diesem selbst und ursprünglich angehören, es lässt sich vielmehr annehmen, dass nur eine Gruppe der Begleitminerale sich aus den Gemengtheilen der primären Lagermasse bilden konnte, während die Entstehung der Glieder einer zweiten Gruppe das Hinzutreten auch neuer, anderer Stoffe aus dem Nebengestein erforderte, und dass eine dritte Gruppe solche Species umfasst, die als spätere, ganz neue Einwanderer angesehen werden müssen.

Als Gemengtheile des Eisenspathes ergaben die Analysen [1]: *Fe, Mn, Al, Ca, Mg*, CO_2, SiO_2 und *S*. Mit primärem Eisenspath dürfte Eisenkies und wie später noch ausführlicher berührt werden soll, Bournonit als gleichzeitig anzunehmen sein.

Es kann kaum einem Zweifel unterliegen, dass die wesentlichste Ursache der Differenzirung der polysynthetischen Erzmasse, ferner der Abspaltung neuer Ansiedler aus den Carbonaten und Silicaten des Nebengesteines, in den Folgen der Limonitisirung des Eisenspathes zu suchen ist.

Die Entwicklung freier Kohlensäure als mächtig wirkendes Agens hängt damit vor Allem zusammen; durch die Aufzehrung des Sauerstoffes atmosphärischer Gewässer in der Limonitisirungszone wurde diese capacitirt, Eisenoxydulcarbonat als solches zu lösen und zu regeneriren. Die Vitriolescirung der Kiese schuf ebenfalls wirksamer lösende und präcipitirende Agentien.

Durch die Oxydationsprocesse ergaben sich local höhere Temperaturen, die wieder auf die Affinitätsverhältnisse der vorhandenen Materien Einfluss äussern, andererseits Spannungsdifferenzen in den Gesteinsmassen hervorrufen konnten, während das mit Kohlensäure gesättigte Wasser auf seinen weiteren Wegen zur Ausweitung der Circulationsräume Veranlassung geben musste. Solcher Art erklärt sich die Bildung der Repräsentanten der ersten Gruppe, die Abspaltung der Carbonate des Eisens, Calciums und Magnesiums, der Eisen- und Manganoxydate und zum Theil auch der Kieselsäure.

Für die Genesis der Minerale der zweiten Gruppe scheint die Art ihres Vorkommens im Lagerraume sehr bezeichnend zu sein; sie finden sich insbesonders am Ausgehenden der Erzlager-

[1]) F. Seeland, Der Hüttenberger Erzberg. Wien, bei A. Hölder, pag. 36.

stätten oder nahe dem Hangenden oder am Liegendcontact, demnach also an solchen Stellen, wo die internen Ströme der Erzmasse mit den Contactströmen zusammentreffen. In diese Reihe sind zu stellen: Baryt, Ankerit, Galenit, Ullmanit, Chloanthit, Rammelsbergit, die Löllingitgruppe und ihre Descendenzen.

Die Glieder der dritten Gruppe wurden aus den zersetzten Silicaten des Nebengesteines in die Lagerstätte geführt und dort als schwer lösliche Verbindungen somit als Verdränger der Carbonate, abgesetzt; hierher gehören: die überwiegende Menge der Kieselsäureminerale, Quarz, Chalcedon u. s. f., ferner die weitaus grösste Menge des Glimmers und schliesslich die in Secundärtrümmern auftretenden schiefrigen Partien mit Feldspath, Quarz, Glimmer und thonigen Substanzen unbestimmter Zusammensetzung.

Vorkommen und Bildung des Barytes.

Baryt bricht in den Lagerstätten in anscheinend ganz regellosen Putzen im Weiss- und Braunerz ein, bildet aber auch ziemlich ausgedehnte und anhaltende Lagen von ein bis zwei Meter Mächtigkeit, concordant den Schichten der Erze (Fig. I und II). Mehr Baryt findet sich innerhalb der Limonitisirungszonen, weniger im wenig veränderten Weisserz ein, mehr auch bricht am Ausgehenden als in der Mitte der Erzlinsen. In Adern und Schnüren durchzieht Baryt die Erzmassen und umgekehrt. Baryt bildet mit Erz zuweilen breccienartige Gemenge derart, dass dieses hierdurch local unabbauwürdig wird. Widersinnig fallende Absonderungsblätter mit scharfer ebener Flächenbildung durchsetzen das lagerähnliche Vorkommen des Barytes.

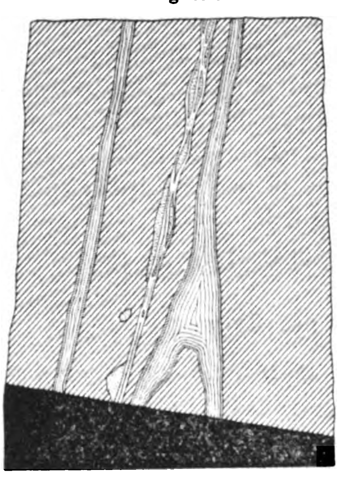
Im Liegenden, wo die Erze in Ankerit übergehen, fanden sich in letzterem grosse Barytputzen; endlich wurden auch im Hangendglimmerschiefer Barytnester aufgefunden.

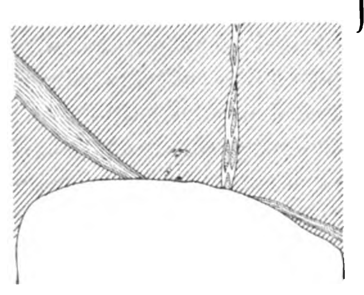
Hinsichtlich der Bildungsweise des Barytes würde das lagerartige Vorkommen desselben für sich und ohne Beachtung des anderweitigen Verhaltens dafür sprechen, dass Baryt mit primärem Eisenspath gleichzeitig abgesetzt wurde; auch vom chemisch geologischen Standpunkte aus würde principiell ein Einwand gegen eine solche Annahme nicht erhoben werden können [1]), wenngleich der-

[1]) G. Bischof, Bd. II, pag. 223.

artige Lager zu den sehr seltenen gehören.[1]) Verschiedene paragenetische Momente und Lagerungserscheinungen deuten aber auf eine wenigstens partiell spätere Barytbildung. Aus dem Fig. III dargestellten Ortsbilde aus dem Wolflager ist eine gangförmige Durchtrümmerung geschichteter Lagerstättentheile unverkennbar ersichtlich.

Fig. III.





Ortsbild vom Wolflager. Baryt (punktirt) durchsetzt gangförmig den Eisenspath. Vergl. die Zeichenerklärung auf pag. 63.

Es ist ja bekannt, dass manche Feldspathe sehr ansehnliche Mengen von Baryum enthalten[2]), dasselbe gilt von gewissen Glimmern[3]); solche Minerale bilden aber wesentliche Gemengtheile des Nebengesteins der Lagerstätten.

Die im Hangendschiefer aufgefundenen Barytnester verweisen ebenfalls darauf, dass nach oder während der Bildung des Hangenden Baryt präcipitirt wurde. Paragenetische Belege werden an anderen Orten für diese Auffassung beigebracht werden.

Schon in den älteren diesbezüglichen Enunciationen wird Baryt als Verdränger des Eisenkieses angenommen. Diese Annahme wäre jedoch nach Beurtheilung des Vorkommens dahin zu erweitern, dass die Barytbildung nicht allein an die Localität kiesreicher Lagerstättentheile gebunden blieb. Die Fällung durch vitriolische Eisenlösung musste nicht schon an deren Bildungsstelle stattfinden, sie konnte ausserdem vorher in Calcium- oder in Alkalisulfat umgewandelt

[1]) G. Bischof, Bd. II, pag. 203.

[2]) Dr. Albrecht v. Groddeck, Lagerstättenlehre, pag. 325.

[3]) Dr. Gustav Tschermak, Mineralogie, pag. 505.

werden und entfernt vom Ursprungsorte konnte eine solche saure Lösung mit Barytsolution zusammentreffen.

Gerade unter derartigen Voraussetzungen lässt sich das Vorkommen des reineren Barytes in Trümmern und Straten, nahe am Ausgehenden oder nahe am Hangend- und Liegendcontact befriedigend erklären.

Gegen die Gleichzeitigkeit der ersten Baryt- und Eisenspathbildung spricht theilweise auch der Umstand, dass in den überaus eisenreichen Hornblendegesteinen dieses Gebietes, aus welchen man die Abstammung der Eisenerze wird herleiten müssen, Barytausscheidungen niemals beobachtet worden sind, während Eisen- und Calciumminerale dort nicht selten sind.[1])

Obgleich Pseudomorphosen von Baryt nach Eisenkies nicht gefunden werden, sprechen ferner doch noch andere Anzeichen für die vorangeführte Art der Barytbildung; so berichtet Seeland, es finde sich Baryt in den höheren Horizonten in den Erzen in gleicher Weise wie Eisenkies in den tieferen Horizonten gefunden wird; Münichsdorfer gedenkt des Umstandes, dass die Erze in der Umgebung des Barytes kiesfrei sind, was auch Oberbergverwalter Pleschutznig bestätigt. Pseudomorphosen von Limonit nach Pyrit sind nicht selten.

Informativ für die Bildungsgeschichte des Barytes und Umwandlungen desselben, sowie des Eisenspathes sind folgende, beobachtete paragenetische Vorkommen:

1. *a)* Druse von Siderit, darüber *b)* Pyritkryställchen, dann *c)* krystallinische Rosetten von weissem mattem, undurchsichtigem Baryt.

2. *a)* Derbes Braunerz, durchsetzt von *b)* Barytschnürchen.

3. Einschlüsse von derbem Limonit in derbem, wenig pellucidem Baryt.

4. *a)* Fragmente von mattem, wenig pellucidem Baryt, verbunden durch *b)* Krystallformen von lebhaft glänzendem, hochgradig pellucidem, farblosem oder gelbbraun geflecktem Baryt.

5. Ausgezeichnete „Ausheilungen" von trübem, weissem Baryt in Fragmenten von Spaltungsgestalten, durch Krystallformen wasserhellen Barytes.

---

[1]) Autor, Abstammung der Eisenerze und der Charakter ihrer Lagerstätten im nordöstlichen Kärnten. Carinthia II, 1891, 2. Heft.

6. *a)* Weisser Rosettenbaryt, darüber *b)* farblose pellucide Barytkrystalle als drusiger Ueberzug.

7. Auf Bruchflächen der Krystalle des *a)* weissen Barytes, *b)* parasitische wasserhelle Barytkrystalle.

8. Auf *a)* wasserhellen oder halb durchsichtigen Barytkrystallen, *b)* Grüppchen von Siderit.

9. In Zellwerken von *a)* weissem trübem Baryt abgeformt, *b)* Masse von ps. Siderit-Limonit.

10. Limonitschnüre in derbem weissem trübem Baryt.

11. *a)* Plattenförmige Krystalle von weissem Baryt, dann *b)* drusiger Ueberzug von pseudomorphischem Siderit. Die Contactfläche ist uneben mit tieferen Einbuchtungen in die Krystallfläche des Barytes, in dessen Masse Sideritindividuen stellenweise tiefer einzudringen scheinen. Abspaltung einer Barytlamelle nach (010) und Ausfüllung der Spalte mit pseudomorphischem Siderit.

12. Zwischen plattige Barytkrystalle, dringt pseudomorphische Sideritmasse; sie formt die Barytflächen ab, dringt aber örtlich auch in die Barytgestalt ein und bestimmt dadurch deren Contouren. An einem natürlichen Querbruche dieser Barytkrystalle sitzen wasserklare, glänzende Krystalle von secundärem Baryt.

13. Auf einer Baryttafel weissen Barytes sitzen Gruppen von pseudomorphischem Siderit, welche sich auf der zweiten Seite der Tafel zu einer Druse, den ganzen Krystall bedeckend, vereinigen. Auf dieser Druse folgen kleine dünne Barytlamellen, schliesslich Calcitkryställchen.

14. Barytfragmente cementirt und überzogen durch Chalcedon.

15. Baryt wechsellagernd mit Kascholongschalen.

Auf Grund dieser Vorkommen lässt sich erkennen, dass

I. Zwei Alterstufen von Baryt und ebenso von Siderit (beziehungsweise Limonit) bestehen, dass ferner

II. Primärer Baryt jünger ist als primärer Lagerstätten-Siderit.

III. Mit primärem Baryt gleichzeitig ist der aus Eisenkies entstandene Siderit (Limonit), z. Th. auch regenerirter Siderit (Limonit) der Lagerstätte.

IV. Die zweiten Generationen beider Minerale sind gleichen Alters.

Aus Punkt 1—3 der Paragenese folgt, dass Baryt erst nach der ersten Sideritbildung folgte; die Beobachtung im Bergbau

unterstützt diese Auffassung. Herr Oberbergverwalter Pleschutznig beobachtete nämlich thatsächlich neben den lagerartigen auch ein entschieden gangförmiges Barytvorkommen am Erbstollen im südöstlichen Grubenfelde. [1])

Punkte 4—7 ergeben unzweifelhaft das Bestehen zweier Barytgenerationen; Punkte 8—10 den Bestand einer jüngeren Eisenerzgeneration neben der primären. Auch diesfalls konnte eine bestätigende Beobachtung in der Grube gemacht werden; Herr Pleschutznig fand „im geschichteten Limonit gangförmig verquerende Ausfüllung von Spalten mit jüngerem Limonit“ [2]) (Fig. IV).

Fig. IV.



Ulmbild vom Seelandstollen.
Jüngerer Limonit gangförmig schiefriges Brauneisenerz durchsetzend.

Aus Punkt 11—13 folgt, dass mit primärem Baryt regenerirter Siderit-Limonit gleichzeitig ist.

Der auf jüngstem Baryt aufsitzende krystallinische Siderit beweist, dass die Umbildung von Eisenspath auch während der zweiten Barytgeneration andauert.

Punkt 15 zeigt, dass Kieselsäure und Barytbildung gleichzeitig sind.

Demgemäss können folgende chemische Vorgänge angenommen werden: Kohlensäure löst aus den Silicaten des Nebengesteines Baryumsilicat, welches weiters in Baryumbicarbonat und Kieselsäure zerlegt wird. Eisenoxydulsulfat oder Calciumsulfat,

---

[1]) Briefliche Mittheilung; s. a. Fig. III.

[2]) Briefliche Mittheilung; s. a. Fig. IV.

wahrscheinlich aber auch Kalium- und Natriumsulfat [1]) wirken auf Baryumlösungen fällend. Es entstehen somit gleichzeitig mit Baryt, Siderit-Limonit, Calciumcarbonat und eventuell Alkalicarbonat. Limonit und okerige Rohwand entstehen in den höheren Horizonten und am Liegendcontact, wo noch freier Sauerstoff vorhanden ist.

Pseudomorphosen von Ankerit nach Calcit zeugen von der Verdrängung des letzteren. Reiner Siderit regenerirt sich erst in tieferen Horizonten; hier ist aller Sauerstoff bereits aufgezehrt und hier herrschen niedrigere Temperaturen, wodurch Uebersättigung der Solutionen eintreten kann.

Die durch Herrn Oberbergverwalter Pleschutznig vorgenommenen Gesteinstemperatur-Beobachtungen haben ergeben:

a) In den tieferen Horizonten. (Unterer Knappenberg.)

1. Wolfbau. Festes Braunerz mit Schwerspatheinlagerungen, etwas Wasserzufluss. Bohrloch 75 Centimeter tief unter 40° abwärts, in halber Streckenhöhe. $t = 16{\cdot}8^{\circ}$ C.

2. Erbstollen-Vorort. Dichtes zähes Braunerz mit Sideriteinlagerungen. Bohrloch 75 Centimeter tief, 30° abwärts geneigt, halbe Ulmhöhe. $t = 12{\cdot}8^{\circ}$ C.

3. Margarethenbau. Festes Braunerz, etwas klüftig. Bohrloch nahe der Firste 75 Centimeter tief, horizontal: $t = 15{\cdot}8^{\circ}$ C.

4. Wilhelmstollen. Festes dichtes Braunerz, z. Th. zerklüftet mit stärkerem Wasserzufluss. Bohrloch nahe der Firste 80 Centimeter tief, 5° abwärts: $t = 12{\cdot}6^{\circ}$ C.

b) In den höheren Horizonten. (Oberer Knappenberg.)

5. Fleischerstollen-Hangendlager. Dichtes Blauerz mit Baryteinlagerung. Bohrloch im Baryt 75 Centimeter tief, 60° abwärts. $t = 30{\cdot}3^{\circ}$ C.

6. Friedenbau-Liegendlager. Festes Blauerz mit Baryteinlagerung. Bohrloch Mitte des Feldortes in Baryt 75 Centimeter tief. $t = 26{\cdot}1^{\circ}$ C.

---

[1]) Dr. Mitteregger findet in fast allen Quellen dieses geolog. Gebietes einen Gehalt von Natrium- und Kaliumsulfat; s. XVII. Jahresber. der Staats-Oberrealschule zu Klagenfurt.

7. Friedenbau-Liegendlager. Braunerz und rohwändiger Kalk. Bohrloch am Feldort einer streichenden Strecke, 75 Centimeter tief, halbe Ortshöhe, 15° geneigt. $t = 23{\cdot}8°$ C.

8. Friedenbau-Sechstel. Braunerz, theils grobbröckelig, Firste-Versatz. Bohrloch nahe dem Ulm, 85 Centimeter tief, 50° geneigt. $t = 31{\cdot}1°$ C.

Die aus dem Nebengestein eintretenden Alkalisilicate können z. Th. auch unzersetzt neben Alkalicarbonaten bestehen [1]; erstere wirken ebenfalls fällend auf Eisenlösungen und bedingen die Bildung glasköpfiger Limonite. Hierbei kann Kieselsäure als Quarz, Chalcedon oder Sinter abgeschieden werden, sie kann aber z. Th. auch mit Eisenoxyd in Verbindung treten; man sieht dies an manchen Glasköpfen, welche, mit Säuren behandelt, Kieselsäure gallertartig abgeben.

Bei Temperaturen von mehr als 25 Grad C. zersetzt aber das Alkalicarbonat den primären Baryt [2] und bildet ihn in Carbonat zurück; erst in tieferen kühleren Zonen wechselt die Affinität abermals, es wird Baryt regenerirt, während die mitfolgenden Eisensolutionen gleichzeitig durch das rückgebildete Alkalicarbonat gefällt werden.

Alle beobachteten paragenetischen und Successionsverhältnisse erklären sich befriedigend unter Voraussetzung derartiger chemischer Vorgänge.

Vielleicht sind den Wirkungen der Limonitisirungsprocesse auch theilweise die sogenannten mehrfachen Auskeilungen am Ausgehenden mancher Lagerlinsen zuzuschreiben; sie repräsentiren dann regenerirten Eisenspath, der am Lagercontact durch Kalk gefällt wurde. Endlich dürfte auch der Baryum- und Kieselsäuregehalt vieler oxydischer Manganerze auf solche Processe zurückzuführen sein.

Die hier nicht seltenen Fragmente natürlicher Spaltungsgestalten, auch die unregelmässig begrenzten Barytbruchstücke, wie solche z. B. die mit Chalcedon cementirten Breccien einschliessen, kann man sich durch dynamische Vorgänge gebildet denken, welche entweder Folgen der metamorphischen Processe oder auch der Abbauverhältnisse dieses uralten Bergbaues sein können.

Bournonit findet sich eingeschlossen im primären Baryt. Dieses Mineral dürfte ein unverdrängter Rest aus den ursprünglichen

[1] Bischof, Bd. I, pag. 32.

[2] Ebenda, Bd. II, pag. 220.

Eisensulfureten sein, mit welchen es als gleichzeitiger Begleiter anzunehmen wäre; man sieht Bournonit selten ganz frisch, meist macht das Vorkommen den Eindruck als sei es sehr verändert, matt, eisenschwarz, selbst dann, wenn die späteren Descendenzen Malachit, Cerussit, Antimonocker an solchen Vorkommen noch nicht wahrzunehmen sind. Man sieht auch ganz deutliche Störungen der Continuität der Bournonitformen durch eindringenden Baryt.

Der derbe Baryt der Hüttenberger Erzlagerstätten bricht in von zahlreichen Spaltungsrissen durchsetzten Massen ein; die Färbung ist verschieden, weiss, gelblich, röthlich, braun, selten violett; das Vermögen Licht durchzulassen ist sehr gering, er ist oft kaum kantendurchscheinend. Die krystallinischen Aggregate sind verschieden bei primärem und secundärem Baryt; ersterer bildet fächerförmige rosettenartige Gruppen auf Limonit oder Siderit, weiss gefärbt, wenig pellucid und matt; letzterer formirt Drusen heller, durchsichtiger bis halb durchsichtiger, lebhaft glänzender Krystalle auf Limonit oder auf primärem Baryt. Secundärer Baryt erscheint auch in schönen Krystallstöcken mit lebhaft glänzenden Formen aufgebaut aus (010) (120) (101) (011)

$$\infty P\breve{\infty} \,.\, \infty P\breve{2} \,.\, P\bar{\infty} \,.\, P\infty.$$

Fast immer durch Combinationsriefung sculpturirt, sind die oft irisirenden Flächen der Formen (010) und (120). Solche Stöcke sitzen auf Limonit oder auf primärem Rosettenbaryt oder auf Krystallfragmenten des älteren Barytes.

Krystalle sind im allgemeinen selten; die dem primären Baryt angehörenden sind stets matt weiss, in geringeren Graden pellucid, fast immer tafelförmig, durch (010) $\infty P\breve{\infty}$, $(1.m.0)$ $\infty P\bar{m}$, (101) $P\bar{\infty}$ und (011) $P\breve{\infty}$ vorherrschend begrenzt; sehr selten treten an primärem Baryt Pyramidenflächen auf. Die Krystalle erreichen zuweilen ansehnliche Grössen, bis zu 10 und 15 Centimeter Länge und Breite. Die Krystalle des secundären Barytes zeigen lebhaften Glanz, sind hochgradig pellucid, farblos oder doppelfärbig durch gelbe bis braune Flecken. Subindividuen mit Flächenwiederholung finden sich häufig ein.

Charakteristisch für primären Baryt sind die an solchen gerne sich bildenden Parallelverwachsungen. Eigenthümlich ist diesem auch die successive oder in Absätzen sich einstellende Verjüngung der Formen nach $+X$ durch Uebergang von (010) in eine Reihe von $(1 \,.\, m \,.\, 0)$; ferner die typische halbseitige oder beider-

seitige Ueberdrusung der Baryttafel durch Limonit und die damit stets verbundene Asymmetrie nach $+Y$ und $-Y$, wodurch eine dem Hemimorphismus ähnliche Erscheinung bedingt wird.

Bestimmt wurden an Hüttenberger Krystallen (Orientirung nach Naumann) die Formen[1]:

Pinakoide:

1. (001) $0P, c$
2. (010) $\infty P \breve{\infty}, b$
3. (100) $\infty P \bar{\infty}, a$

Prismen:

4. (110) $\infty P, u$
5. (120) $\infty P \breve{2}, d$
6. (4.11.0) $\infty P \breve{^{11}/_4}, U$*
7. (130) $\infty P \breve{3}, g$
8. (140) $\infty P \breve{4}, l$
9. (150) $\infty P \breve{5}, r$
10. (160) $\infty P \breve{6}, w$
11. (180) $\infty P \breve{8}, W$
12. (1.22.0) $\infty P \breve{22}, B$*
13. (1.30.0) $\infty P \breve{30}, R$*
14. (1.44.0) $\infty P \breve{44}, B_1$*
15. (1.50.0) $\infty P \breve{50}, \psi'$ (?)
16. (650) $\infty P \bar{^{6}/_{5}}, E$*
17. (320) $\infty P \bar{^{3}/_{2}}, D$

Domen:

18. (011) $P \breve{\infty}, o$
19. (081) $8 P \breve{\infty}, \alpha$
20. (0.16.1) $16 P \breve{\infty}, A$*
21. (0.20.1) $20 P \breve{\infty}, A_1$*
22. (101) $P \bar{\infty}, m$
23. (201) $2 P \bar{\infty}, p$
24. (302) $^{3}/_{2} P \infty, t$

Pyramiden:

25. (441) $4P, \delta$ (?)
26. (181) $8 P \breve{8}, a$
27. (1.20.1) $20 P \breve{20}$, —
28. (321) $3 P \bar{^{3}/_{2}}, \gamma$
29. (28.16.7) $4 P \bar{^{7}/_{4}}$ —*

Die mit * bezeichneten Formen sind bisher an Baryt nicht beobachtet.

Einige charakteristische Krystalle finden sich in den Figuren 1 bis 7 (Taf. VI) dargestellt.

Fig. 1.

Combination:

B.	(B_1)	d.	o.
(1.22.0)	(1.44.0)	(120)	(011)
$\infty P \breve{22}$.	$\infty P \breve{44}$.	$\infty P \breve{2}$.	$P \breve{\infty}$

Kantenwerte:

$d : B = 145^{\circ} 20'$ (gemessen); $145^{\circ} 20{\cdot}1'$ (berechnet)
$d : (B_1) = 40^{\circ} 58'$ „ $40^{\circ} 57'$ „

[1]) Zusammenstellung der bisher am Baryt beobachteten Formen in O. Herschenz, Harzer Baryte. Zeitschr. f. Naturw. 1888, Bd. LXI, pag. 143—205.

Ferner ist:
$$\begin{cases} d:d = 77^0\,43' \\ d:B_1 = 143^0\,14' \\ B:B_1 = 6^0\,17' \\ B:B = 8^0\,23' \\ B_1:B_1 = 4^0\,12' \end{cases}$$

Der in halber natürlicher Grösse dargestellte Krystall ist primärer Baryt, weiss durchscheinend, matt, nur d ist zum Theile glänzend, B, 1.22.0 und B_1, 1.$\overline{44}$.0 mit einigen inselartigen, schwach glänzenden Häuten.

Das Individuum war ursprünglich beiderseits mit einer centimeterstarken Druse von pseudomorphosirtem Siderit bedeckt, aus der es sich mit Zurücklassung des ebenflächigen Negatives leicht loslösen liess; die Flächen des Letzteren zeigen, entsprechend den Ansatzflächen der Sideritindividuen, eine damastähnliche Zeichnung. An der Bruchfläche sieht man in die Barytmasse hineinragende Individuen von umgewandeltem Eisenspath.

Nach dem Bruchende hin nimmt die Neigung der bestimmten Brachyprismen durch Uebergang in ein noch flacheres (1.50.1) $\infty P\breve{50}$ (gemessen $\frac{\alpha}{2} = 1^0\,45'$ bis $1^0\,50'$, berechnet $1^0\,50{\cdot}6'$) ab.[1])

Fig. 2.

Parallelverwachsung nach (010), $\infty P\breve{\infty}$; die Flächen 01$\bar{1}$ beider Individuen fallen in e i n e Ebene, jedoch ist eine zwischenliegende Naht ganz deutlich zu beobachten.

C o m b i n a t i o n:
$$\begin{cases} B. \quad (R). \quad b. \quad d. \quad o. \\ (1.22.0)\ (1.30.0)\ (010)\ (120)\ (011) \\ \infty P\breve{22}\,.\,\infty P\breve{30}\,.\,\infty P\breve{\infty}\,.\,\infty P\breve{2}\,.\,P\breve{\infty} \end{cases}$$

K a n t e n w e r t e:
$$\begin{cases} d:B = 145^0\,20' \text{ gemessen, } (145^0\,20{\cdot}1' \text{ berechnet}) \\ d:(R),\ 1.\overline{30}.0 = 41^0\,55' \quad \text{„} \quad (41^0\,55{\cdot}6' \quad \text{„} \quad) \end{cases}$$

Ferner ist:
$$\begin{cases} d:d = 77^0\,43' \\ R:R = 6^0\ \ 9' \\ B:B = 8^0\,23' \end{cases}$$

Die Fläche R, 1.$\overline{30}$.0 mit in hochmetamorphen Limonit umgewandelten Sideritkrystallen überdrust, ebenso zum Theil auch die Flächen B, o und d. Die Form (1.22.0) erscheint hier zum zweiten

[1]) Anm. (1.50.1) wurde gemessen von J. V a l e n t i n; Baryt aus dem Kronthal im Elsass. (Zeitschr. f. Kryst. 1889, XV. Bd.)

Male. Neu für Baryt ist auch (1 . 30 . 0), doch konnte diese Gestalt an dem vorliegenden Materiale nicht weiter bestätigt werden.

Der Krystall ist $5^1/_2$ Centimeter lang, $4^1/_2$ Centimeter breit und am Bruchende 2 Centimeter stark.

R geht nach —*X* in ein Prisma (1 . *m* . *o*), worin $m > 30$ ist, über.

Fig. 3.

Parallelverwachsung; gemeinsam ist (010) $\infty P \breve{\infty}$. Fig. 3 zeigt das Krystallfragment in halber Grösse.

Combination am grösseren Individuum:

b.	*W.*	*l.*	*d.*	*a.*	*α.*	*o.*	*m.*
(010)	(180)	(140)	(120)	(181)	(081)	(011)	(101)
$\infty P \breve{\infty}$.	$\infty P \breve{8}$.	$\infty P \breve{4}$.	$\infty P \breve{2}$.	$8 P \breve{8}$.	$8 P \breve{\infty}$.	$P \breve{\infty}$.	$P \bar{\infty}$

am kleineren Individuum wiederholen sich *b*, *α* und *o*; hinzutreten

w	und	*U*
(160)		(4, 11, 0)
$\infty P \breve{6}$.		$\infty P^{11}/_4$;

letztere Gestalt ist für Baryt neu. Nach — Y ist ausser $1\bar{2}0$ nur noch $0\bar{1}0$ und zwar uneben, absätzig gebildet.

Kantenwerte: $b : U = 149° 40'$ gem. ($149° 38{\cdot}2'$ ber.)

Ferner ist:

$$\begin{cases} d : d = 77° 43' \\ d : l = 163° 5' \\ l : W = 169° 56' \\ W : b = 168° 37' \\ o : o = 105° 24' \\ o : \alpha = 136° 37' \\ \alpha : b = 170° 41' \\ o : a = 136° 26' \\ a : W = 170° 52' \\ b : w = 164° 58' \end{cases} \qquad \begin{cases} l : l = 43° 54' \\ W : W = 22° 46' \\ w : w = 30° 4' \\ U : U = 60° 44' \\ \alpha : \alpha = 18° 38' \end{cases}$$

$$\text{Für } (181) = \alpha \text{ wird } \begin{cases} \frac{A}{2} = 78° 46' 12'' \\ \frac{B}{2} = 80° 52' 12'' \end{cases}$$

Auf $0\bar{1}0$ deckt den Krystall eine centimeterstarke Druse von limonitisirtem Eisenspath, welche rechteckig, conform der Gestalt des Barytes, begrenzt ist, von dieser aber rahmenartig überragt wird. Solche, ziemlich genau rechteckig beränderte Drusen von pseudomorphischem Siderit auf tafelförmigen Krystallen von Baryt werden

mehrfach beobachtet, sie deuten vielleicht auf eine Periode localen Stillstandes der Eisenspathbildung.

Der mittlere Theil des Krystalles lässt die dunkle Limonitunterlage durch die Flächen *b*, *W*, *l*, *d* durchscheinen (nichtschraffirter Theil in Fig. 3).

Eine äusserst zartdrusige Oberfläche [1]) kennzeichnet die inneren, etwas rauher sind die Randformen.

An den Bruchflächen bemerkt man, dass eine dünne weisse Schichte den farblosen pelluciderem Kern umhüllt.

An einem anderen, diesem sehr ähnlichen Doppelkrystalle (Parallelverwachsung), einer Tafel von $7 \times 5 \times 0·5$ Centimeter konnte bestimmt werden, und zwar:

Am grösseren Individuum:

b.	*r.*	*x.*	*m.*
(010)	(150)	(081)	(101)
$\infty P \breve{\infty}$.	$\infty P \breve{5}$.	$8 P \breve{\infty}$.	$P \bar{\infty}$

an dem kleineren, welchem *b* mit ersterem gemeinsam ist, von diesem jedoch rundum überragt wird, die Flächen: *b*, *x* und $g = (130) . \infty P \breve{3}$. mit den Abmessungen:

$$\left| \begin{array}{l} b : r = 162^{0}\, 8' \\ b : g = 151^{0}\, 45' \\ b : x = 170^{0}\, 41' \end{array} \right.$$

b allein ist glänzend, und ist rhombisch durch matte Riefen von (1 . *m* . 1) gezeichnet; diese Form hebt sich als 0·5 Millimeter starke Lamelle von der matten Umrahmung ab, und löst sich nach + *Z* und — *Z* in Subindividuen auf. Die flach zähnigen Formen der letzteren lassen die Flächen *o*, *m* und eine (1 . *m* . 1) erkennen, während nach + *X* eine schmale Facette (120) den Uebergang in die Fläche *r* vermittelt.

Die Fläche *x*, die der gezähnten Lamelle nach ± *Z* folgt, sowie die Flächen *r* und *g* machen den Eindruck der Anätzung, insbesonders ist *x* in weisse fransige Aggregate aufgelöst.

$0\bar{1}0$ ist von limonitisirtem Eisenspath, Calcit und Muscovit drusig bedeckt.

Die flachen Brachyprismen und Brachydomen scheinen am Knappenberg für die Degenerationsperiode des primären Barytes charakteristisch zu

[1]) Rudolf Helmhacker, Baryte des böhm. Silurs. Denkschriften d. Akad. d. Wissensch. Bd. XXXII, pag. 29.

sein, nur bei diesem treten solche mit hochwertigen Axenabschnitten und mit eigenthümlich schimmernder, matter oder zartdrusiger Oberfläche auf.

Fig. 4.

Krystall doppelter Bildung; auf einem grauweissen Kern primären Barytes, welcher von den Flächen der normalen Theilungsgestalt *m* und *b* begrenzt ist, findet sich jüngerer Zuwachs, aus farblosem, hochgradig pellucidem und glänzenden Baryt derart aufgesetzt, dass nach $m : b$ eine einspringende Kante entsteht:

Combination:

a.	D.	u.	d.	b.	m.	o.
(100)	(320)	(110)	(120)	(010)	(101)	(011)
$\infty P\breve{\infty}$.	$\infty \overline{P}{}^{3}/_{2}$.	∞P .	$\infty \breve{P}2$.	$\infty P\breve{\infty}$.	$P\bar{\infty}$.	$P\breve{\infty}$.

Nur annähernd zu bestimmen waren:

τ.	q′	und δ
(401)	(15.10.1)	(441)
$4P\infty$.	$15\overline{P}{}^{3}/_{2}$.	$4P$.

Mit den Kantenwerten:

$a : D = 157^\circ\ 30{\cdot}5'$
$D : u = 170^\circ\ 40'$
$u : d = 160^\circ\ 41'$
$d : b = 141^\circ\ 8'$
$b : o = 127^\circ\ 18'$
$m : m = 101^\circ\ 40'$

demnach
$D : D = 135^\circ\ 2'$
$u : u = 116^\circ\ 22'$
$d : d = 77^\circ\ 43'$

Die Flächen *a*, τ, *q′*, δ, *D* und *u* sind am Krystalle kleiner als selbe in Fig. 4 dargestellt sind. $q' : \delta$ weist keine kantige Begrenzung, ohne dass eine Uebergangsform bestimmbar wäre; δ ist nach $(\delta : m)$ schwach gerieft; *m*, *d*, *b* zeigen lebhaften Glanz, die übrigen Flächen sind wenig glänzend bis matt.

Die Flächen *b* sind hier wie bei den secundären Baryten von Hüttenberg typisch mit rhombischer Combinationsriefung sculpturirt.

Die Riefung gehört einer Reihe von Pyramiden $(1 . m . 1)$ an, worüber bei Fig. 7 eine nähere Bestimmung gegeben wird.

Aus der Fläche *b* erhebt sich ein grösseres Subindividuum mit Flächenwiederholung und ausserdem eine rhombische krummflächige Gestalt, welche die ganze Reihe jener Brachypyramiden repräsentirt, deren Auftreten die Riefung aller *b*-Flächen veranlasst.

Bemerkenswert ist, dass an diesem, sowie auch an anderen Krystallen dieses Fundortes die Formen der Gestalt *o* lichtbräunlich gelb gefärbt sind.

Fig. 5.

Ein weisser, schwach durchscheinender Krystall in natürlicher Grösse von der Form:

o.	A.	(A_1).	t.	m.
(011)	(0.16.1)	(0.20.1)	(302)	(101)
$P\breve{\infty}$.	$16P\breve{\infty}$.	$20P\breve{\infty}$.	$^3/_2P\bar{\infty}$.	$P\bar{\infty}$

mit den Abmessungen:

$o : A = 131^\circ\ 58'$ gemessen. $(131^\circ\ 59{\cdot}4'$ berechnet)

$o : A_1 = 131^\circ\ 5'$ „ $(131^\circ\ 3{\cdot}3'$ „)

Ferner ist:

$o : o = 105^\circ\ 24'$	und	$A : A = 9^\circ\ 23'$
$m : m = 101^\circ\ 40'$		$A_1 : A_1 = 7^\circ\ 31'$
$m : t = 112^\circ\ 20'$		$A : A_1 = 8^\circ\ 27'$
		$t : t = 122^\circ\ 59'$

Die Formen A und A_1 sind bisher an Baryt noch nicht beobachtet worden. Durchlaufende feine Spaltrisse nach (010) theilen das Individuum in Lamellen; besonders scharf ausgeprägt ist jener, welcher nach dem Hauptschnitt geht und das Individuum in zwei Hälften sondert.

Die Flächen o unterbricht ein zartes, in die Oberfläche tiefer eingreifendes Liniennetz. An der Kante $(o : A)$ bricht diese Zeichnung ab und lässt einer glänzenden Facette des Formenwertes 011 Raum.

Ganz ähnlich ist $0\bar{1}1$, eine Facette bleibt aber hier an der Kante $(o : m)$ frei.

0.16.1. ist flachwellig und gerieft nach $10\bar{1}$; Andeutungen dieser Combinationsstreifung sieht man auch nach 101; sie ist auch hier durch das Auftreten der stets matteren Flächen von $(1 . m . 1)$ bedingt, einer Form, die am Hüttenberger Baryt auf b oder auch auf steilen Domen fast immer beobachtet werden kann.

Der Fläche $0 . \overline{20} . 1$. fehlt diese Riefung, sie war ursprünglich mit Limonit überdrust.

t und (m) ist eine zusammengesetzte Form und zeigt die Tendenz zur gleichzeitigen Entwickelung zweier Domen (302) und (101). Hierdurch ergeben sich zwei Systeme verschieden geneigter und unregelmässig begrenzter Felder; das der ersteren Form angehörige weist feine horizontale Riefung und Seidenglanz; feine Streifung, senkrecht auf letztere oder ganz blanke Felder kennzeichnen 101.

In anderer Art ist der Krystall nach $-Z$ gebildet, hier ist die Flächenneigung einheitlich und zwar der Form (101) entsprechend. Die Fläche $10\bar{1}$ ist ganz analog 101, jedoch tiefer gerieft; gleichzeitig erscheinen aber auch dachziegelähnlich gelagerte Zuwachs-

formen am unteren Rande in zahlreichen Individuen gehäuft, indess am oberen Rande rechteckige, schmale Vertiefungen zurückbleiben.

Nach $-Z$ wird diese merkwürdige Krystallform durch eine uneben individualisirte Fläche, deren generelle Neigung $00\bar{1}$ entspricht, abgeschlossen.

An einer Spaltungsform, an welcher (101), *m* abgespalten wurde, beobachtete ich an Stelle des (010), *b* zwei zu einander, unter 8° 30′ geneigte Flächen *B*, dem Indiceswert (1.22.0) nahestehend, sowie auch das Pinakoid 001, $0P = c$.

Aus B, 1.22.0 und (B), $1.\bar{2}\bar{2}.0$ erheben sich zweiflächige Subindividuen, zwei an gemeinsamer Basis liegende Dreiecke bildend, wovon das eine steil auf *B* abfallende der Form (120), das zweite flach zu *B* liegende (010) angehören dürfte; die Dreiecksflächenbasis ist parallel *ZZ* der Theilungsform.

Diese Erscheinung erinnert an die hier vorkommenden Krystallstöcke; an diesen treten stets die Formen (010) und (120) vorherrschend und derart auf, dass nur die Flächen 010 und 120 zur Entwicklung gelangen, während $0\bar{1}0$ und $1\bar{2}0$ in die Stockmasse eingewachsen sind; mit einer analogen Erscheinung hat man es auch hier zu thun.

Die beiden Flächen *B* werden aus einer weissen, wenig glänzenden Barytrinde gebildet, die dem farblosen pellucideren Kern aufgelagert ist.

Eine andere Krystallform ergab: Ueber dem Fragmente einer natürlichen Spaltungsgestalt ($0\bar{1}0$, $\bar{1}01$, $\bar{1}0\bar{1}$) primären Barytes lagert rundum jüngerer Zuwachs. In den Ausheilungsformen scheint die Neigung zu bestehen, derartige Formen zu entwickeln, durch die eine Umhüllung des Bruches auf kürzester Linie erfolgen kann.

Deutlich und mit glänzender Oberfläche sind entwickelt (010), 101, $\bar{1}0\bar{1}$, 120, $\bar{1}20$, mit matten Flächen $\bar{3}20$ und $\bar{3}\bar{2}0$, nach $+X$ schliesst ein System gebogener Flächen den Krystall.

010 ist rhombisch gerieft, an der facettirten Kante $010:\bar{1}0\bar{1}$ ist jene Pyramide, welche die Combinationsstreifung bedingt, messbar. Es ergab $\bar{1}0\bar{1}:\bar{1}\,m\,\bar{1} = 95^{\circ}\,45'$, woraus $\frac{A}{2} = 45^{\circ}\,45'$, und $m = 20$, somit die Form $(1.20.1) = 20P\breve{2}0$.

$0\bar{1}0$ ist nur an den Rändern zusammenhängend von secundärem Baryt gebildet, inmitten dieser Fläche, die dem primären Kern

angehört, finden sich zahlreiche isolirte Subindividuen des jüngeren Zuwachses mit den Flächen $b > d$, m, o.

Die Fläche $\bar{1}20$ ist wie fast an allen Krystallen der Form (120) dieses Fundortes mit Combinationsriefen sculpturirt (siehe Fig. 7); 120 wiederholt sich oscillatorisch abwechselnd mit einer convex gebogenen Fläche, als deren Elemente einerseits das nach $-\bar{X}$ auch für sich allein entwickelte Prisma (320), andererseits die Form (110) und (650) anzusehen sein dürften; letztere wurden an ähnlichen Krystallen dieses Fundortes bestimmt. Diese zusammengesetzte Form krümmt sich auch nach $\pm Z$ und ebnet sich, schliesslich in die Pyramide (321), $3P\overline{^3/_2} = \gamma$ übergehend.

Eine ähnliche Erscheinung wird in Fig. 7 näher bestimmende Erläuterung finden.

Auf (101) tritt, wie an Hüttenberger Krystallen überhaupt, häufig Streifung parallel $(b : m)$ auf.

Fig. 6.

Eine sehr interessante Ausheilung einer gebrochenen Spaltungsform durch secundären Zuwachs. Farblose durchscheinende Barytmasse h erfüllt das Innere des weissrindigen Kernes, dessen Flächen mit den wasserklaren Ausheilungsformen übrigens nicht scharf übereinstimmend orientirt sind. Es finden sich die Formen:

b.	σ.	c.	d.	m. und E		
(010)	(011)	(001)	(120)	(101)	(650)	(E:E = 125° 20′, ber. 125° 18′)
$\infty P\breve{\infty}$.	$P\breve{\infty}$.	$0P$.	$\infty P\breve{2}$.	$P\overline{\infty}$.	$\infty P\overline{^6/_5}$.	

(010) ist rhombisch gerieft; ausserdem erscheinen Eindrücke benachbarter Individuen. E ist nur mit $\bar{6}50$ entwickelt.

Fig. 7.

Bruchstück primären Barytes mit secundärem Zuwachs. Combinationsstreifung in vorzüglichster Art auf d und b.

Formen:

b.	d.	D.	γ.	—	—	a.	o.
(010)	(120)	(320)	(321)	(28.16.7)	(1.20.1)	(181)	(011)
$\infty P\breve{\infty}$.	$\infty P\breve{2}$.	$\infty P\overline{^3/_2}$.	$3P\overline{^3/_2}$.	$4P\overline{^7/_4}$.	$20P\breve{20}$.	$8P\breve{8}$.	$P\breve{\infty}$

Kantenwerte:

b : (28.16.7) = 109° 40′ gemessen (109° 34′ berechnet)
D : (28.16.7) = 169° 0′ „ (169° 8′ „)

Ferner:
$$\begin{cases} D:D = 135^\circ\ 2{\cdot}5' \\ D:b\ = 112^\circ\ 29' \\ b\ :d\ = 141^\circ\ 8' \\ D:\gamma\ = 170^\circ\ 30' \\ b\ :(1\,.\,20\,.\,1) = 145^\circ\ 44'. \end{cases}$$
Für (28 . 16 . 7) wird
$$\begin{cases} \frac{A}{2} = 19^\circ\ 34' \\ \frac{B}{2} = 79^\circ\ 8' \end{cases}$$

Die matten rhombischen, mit den Winkeln des brachydiagonalen Querschnittes auf b erscheinenden Riefen gehören (1 . 20 . 1) an, sie wechseln mit glänzenden Streifen von (010).

Auf die Facette (1 . 20 . 1) folgt (181), welche oscillatorisch mit (171)? wechselt. (120) zeigt hier an secundärem Baryt typisch mehrere Systeme von Combinationsriefen nicht näher zu ermittelnder Elemente.

Das vertiefte Dreieck in 120 deutet im Zusammenhange mit den symmetrischen Streifensystemen auf Zwillingsverwachsung nach (001). Das horizontal geriefte Prisma (320) geht in die Pyramide (321) und diese in eine Form über, welcher die Indices (28 . 16 . 7) oder das Symbol $4P^{7}_{4}$ nahe entsprechen.

Hiermit schliesse ich die Untersuchung der Hüttenberger Baryte vorläufig ab, werde jedoch bemüht sein, durch Beobachtung weiterer Vorkommen die gewonnenen Resultate zu ergänzen und zu bestätigen; letzteres wäre insbesonders deshalb wünschenswert, weil die Natur der gemessenen Flächen als einfache echte Krystallflächen zum Theil eben nicht über jeden Zweifel erhaben zu sein scheint.

Es erübrigt mir nur noch die Erfüllung der angenehmen Pflicht, dem Herrn Bergrath F. Seeland für die bereitwillige Ueberlassung von geeigneten Krystallen, Herrn Oberbergverwalter F. Pleschutznig für die entgegenkommende Förderung dieser Arbeit überhaupt, speciell aber für die über meine Bitte vorgenommenen Temperaturmessungen, Localbeobachtungen und zahlreichen brieflichen und mündlichen Mittheilungen, endlich auch Herrn Adjuncten Ebner für die Aufnahme der Ortsbilder meinen herzlichen Dank auszudrücken.

Klagenfurt, 21. Februar 1891.

VII. Aetzfiguren am Sylvin.

Von **G. Linck** in Strassburg im Elsass.

(Hiezu 7 Figuren auf Taf. VI.)

Nachdem von Tschermak[1]) für den Salmiak nachgewiesen worden war, dass er in der gyroëdrischen Hemiëdrie des regulären Systems krystallisire und O. Lehmann[2]) die Dimorphie dieses Salzes festgestellt hatte, sprach Groth[3]) die Vermuthung aus, dass eine solche Dimorphie auch für die entsprechenden Chloride des Kaliums und Natriums wahrscheinlich sei.

Die Aetzfiguren am Steinsalz widersprechen der Symmetrie der holoëdrischen regulären Krystalle nicht. Für den Sylvin dagegen hat Brauns[4]) im Jahre 1886 durch Aetzfiguren die gyroëdrische Hemiëdrie festgestellt und diese Untersuchungen in einer späteren Arbeit[5]) (1889) bestätigt.

Brauns hat nämlich an Sylvin-Krystallen und -Spaltungsstücken Aetzfiguren nachgewiesen, welche nicht die Symmetrie der regulär holoëdrischen Krystalle haben. Auf den Flächen des Würfels fanden sich Aetzgrübchen, welche in ihrer Lage einem vertieften rechten Gyroëder entsprechen. Sie gleichen einem mehr oder minder flachen Pyramidenwürfel und die Combinationskante einzelner Grübchen mit der sie tragenden Würfelfläche schliesst mit der Würfelkante einen ebenen Winkel von 16—18° ein, während der Normalenwinkel der Gyroëderflächen zu $\infty O \infty$ 18—21° und der der Polkante der kleinen Pyramiden etwa 28° im Mittel beträgt. Für diese Grübchen wurde von Brauns das Gyroëder $\frac{9O3}{2} r$, $\gamma(931)$ berechnet.[6])

Die Ecken und Kanten des Würfels sind abgerundet und die Rundungen entsprechen bald Pyramidenwürfeln, bald Ikositetraëdern oder Hexakisoctaëdern. Für zwei der ersteren Formen wurden die Normalenwinkel zum Würfel zu 68° 10′ und 75° bestimmt und daraus die Zeichen $\infty O ^5/_2$ (520) und $\infty O ^7/_2$ (720) bestimmt.

Diese gerundeten Aetzformen sind mit schuppenartig übereinander liegenden Aetzhügeln bedeckt und „die Corrosionsflächen sind daher nichts Anderes, als ein Aggregat solcher Aetzhügel".

---

[1]) Diese Mittheilungen. IV, 531.

[2]) Zeitschr. f. Krystallographie. X, 321.

[3]) Tabellar. Uebersicht der Mineralien. III. Aufl. 1889, 45.

[4]) Neues Jahrbuch f. Mineralog. etc. 1886, I, 244 ff.

[5]) Ebenda. 1889, I, 113—129.

[6]) Das Zeichen für das rechte Gyroëder heisst jedoch nicht (931), sondern (913). Das erstere Symbol gehört dem linken Gyroëder an.

In der späteren Arbeit von **Brauns** (1889) wird dem Obigen hinzugefügt[1]), dass die Aetzgrübchen *einer* Würfelfläche nicht alle dieselbe Lage haben, sondern dass vielmehr der Winkel zwischen Würfelkante und Combinationskante von Würfel und Grübchen zwischen 11—18° schwankt. Ferner bemerkt **Brauns**, dass der Drehungswinkel ($\varkappa$) des Grübchens nicht mit dem Neigungswinkel (β) seiner Flächen in irgend einem Zusammenhang stehe. So wurde jener ($\varkappa$) an einem (I) Sylvin von Kalusz zu 14° 30′, an einem solchen (II) von Stassfurt zu 15°, dieser (β) an ersterem zu 19½°, an dem anderen zu 10° 25′ gemessen. Daraus berechnet **Brauns** für I das Zeichen $a : \frac{a}{4} : \frac{a}{12}$, für II $a : \frac{a}{4} : \frac{a}{20}$.

Auch ich habe an einigen Sylvinkrystallen von Stassfurt, welche dem mineralogischen Institute der Universität zugehören, Aetzfiguren beobachtet, welche sich bald nach dem Umzug in die noch etwas feuchten Räume des neuen Instituts gebildet hatten.

Die Krystalle zeigen sämmtlich die Combination $\infty O \infty$, O letztere Form stets kleiner als erstere. Es konnten sowohl Aetzgrübchen als auch Aetzhügel beobachtet werden.

Aetzgrübchen

finden sich auf den Würfelflächen und auf den Octaëderflächen (Fig. 1).

Auf den *Octaëderflächen* wurden die Grübchen selten beobachtet; auch sind sie schwer zu sehen, weil sie nur bei geringer Tiefe regelmässig sind. Sie haben (Fig. 1 und 2) die Form eines an den Ecken gerundeten gleichseitigen Dreiecks, fallen mit steilen Flächen ein und zeigen im Grunde wieder die Octaëderfläche. Werden sie tiefer, so verschwindet die O-Fläche im Grunde gänzlich und es bleibt ein kegelförmiger Hohlraum von kielförmigem Grundriss. Bezüglich der Flächen dieser dreiseitigen Pyramiden, deren Grundriss zusammenfällt mit den Combinationskanten von $O : \infty O \infty$ und vollkommen symmetrisch zu sein scheint, erfahren wir Näheres beim Betrachten der tiefen grossen, scheinbar unregelmässigen Vertiefungen. Der Hauptheil der Flächen scheint in seiner Lage einem Ikositetraëder zu entsprechen, während an den abgerundeten Ecken Flächen von Hexakisoctaëdern zu beobachten sind. Messbar sind die Flächen nicht.

Die *Würfelflächen* zeigen Grübchen, welche entsprechend den Beobachtungen von **Brauns** einem verwendeten vertieften Pyramidenwürfel gleichen (Fig. 1 und 3). Sie sind bald flacher, bald

[1]) Unter Hinweis auf die Unmöglichkeit einer genauen Messung.

tiefer und im Allgemeinen um so deutlicher und schöner, je weniger auf der betreffenden Würfelfläche vorhanden sind. In dem letzteren Falle waren die Neigungen der Flächen der Grübchen unter einander (Polkantenwinkel) und diejenigen gegen die sie tragende Würfelfläche (Basiskantenwinkel) recht gut messbar. Die ersteren Winkel (1 : 2 = = 2 : 3 = 3 : 4 = 4 : 1 = γ) ergaben Werte, welche schwankten zwischen 12° 45′ und 12° 51′ bei lichtschwachen, aber nicht allzusehr verschwommenen Reflexen. Für den Winkel (β) der Flächen der Aetzgrübchen in der Zone der Würfelfläche unter einander (1 : 3, 2 : 4) ergaben sich bei ebenfalls mässig guten leicht gebänderten Lichtbildern zwischen 16° 35′ und 17° 17′ schwankende Zahlen. Endlich wurde noch der Winkel (α), den die Würfelkante mit der Combinationskante Würfel/Aetzgrübchen einschliesst, gemessen. Für diesen ebenen Winkel wurden wegen der Rundung beider in Betracht kommenden Kanten selbst mit den besten Mikroskopen nur recht mangelhafte Werte erhalten und er wurde daher derart bestimmt, dass aus Papier verschieden grosse Winkel ausgeschnitten und hierauf mit dem einen Schenkel des Winkels parallel der Würfelkante auf den Krystall aufgelegt wurden. Durch Vergleich des Verlaufs der Basiskanten der kleinen Pyramiden mit dem anderen beliebig genäherten Schenkel des Papierwinkels konnte man nun mit dem Mikroskope zu recht gut übereinstimmenden Resultaten gelangen. So wurde der Winkel α = ungefähr 17° bestimmt.

Berechnet man aus den Winkeln β = 16° 58′ und α = 17° das Parameterverhältnis dieses Gyroëders — als solches, und zwar als rechtes, obgleich es vertieft ist, müssen wir es aus später zu erörternden Gründen bezeichnen — so erhält man für $a : b : c$, wenn b die grösste Axe = 1 ist, die Grössen 0·3057 : 1 : 0·04361. Wegen der grossen Verhältniszahlen verzichte ich darauf, ein Symbol für die Fläche. resp. Form abzuleiten. Ich werde aber bei Besprechung der Lichtfigur noch einmal hierauf zurückkommen. Hier möge nur noch erwähnt werden, dass sich aus diesem Verhältnis der Winkel γ zurückberechnet zu 11° 59′, während gemessen wurde 12° 49′. Diese Differenz liegt bei der Kleinheit der Flächen und bei der Schwäche des Lichtbildes vollständig innerhalb der Fehlergrenzen. Weiter sei noch darauf hingewiesen, dass nach der Lichtspiegelung zu urtheilen auf dieser Würfelfläche sämmtliche Aetzgrübchen in derselben Zone liegen.

An einem anderen Krystall findet sich eine stark angeätzte und infolge dessen über und über mit Aetzgrübchen bedeckte Fläche. Auf dieser erkennt man nun nicht allein einzelnliegende, wohl ausgebildete Aetzgrübchen (siehe Fig. 3), sondern einzelne Stellen sehen

infolge der massenhaften Anhäufung von solchen Grübchen nach zwei Richtungen diagonal zur äusseren Umrandung des Grübchens gestreift aus. Die Folge davon ist, dass zwischen den vertieften Rinnen Aetzhügel stehen bleiben, welche genau den Aetzgrübchen entsprechen, gleichsam die stehen gebliebenen Reste derselben darstellen und ja nicht zu verwechseln sind mit den eigentlichen Aetzhügeln, welche wir nachher noch besprechen werden.

Jene stark geätzte Fläche gab an einzelnen Stellen eine recht gute Lichtfigur, welche diagonal zur Streifung orientiert einem rechtwinkeligen Kreuz gleicht mit mehreren ausgezeichneten Culminationspunkten. Entsprechend der Fig. 4 haben wir in der Mitte das Lichtbild vom Würfel, nach den Seiten die Lichtbilder der Flächen aus der Gyroëderzone. Die Lichtfigur wurde auf dem Reflexionsgoniometer mit Hilfe einer etwa $^1/_2$ Millimeter weiten Oeffnung vor dem Collimatorrohr erzeugt und dann an dem am deutlichsten ausgeprägten Ast die Abstände a, b, c und d gemessen und dafür gefunden $a = 2^{0}\,47'$, $b = 1^{0}\,23'$, $c = 2^{0}\,46'$, $d = 1^{0}\,30'$. Der Winkel $\varkappa$, welchen die Würfelkante mit der Umrandung der Aetzgrübchen einschliesst, wurde auch hier zu etwa 17^{0} gefunden.

Berechnen wir daraus wiederum die Parameterlängen für die entsprechenden Flächen, als solche müssen wir doch jedenfalls diejenigen Orte ansehen, welche uns in der Lichtfigur einen Culminationspunkt, d. h. ein verhältnismässig deutliches Bild der Lichtquelle geben. Zuvor aber will ich noch darauf aufmerksam machen, dass man aus dem Winkel $\varkappa = 17^{0}$ das Verhältnis $a : b = 0{\cdot}3057 : 1$ findet, und dass es somit gestattet sein dürfte, insbesondere in Berücksichtigung der Schwierigkeit der Messung ebener Winkel, für diese Zahl den Wert 0·3 zu setzen, entsprechend dem Winkel $\varkappa = 16^{0}\,42'$. Ueberdies ist es für die nachfolgende Betrachtung ganz einerlei, ob dieser oder ein nahestehender Wert, z. B. $^1/_3$ der richtige ist. Wenn wir diesen Wert 0·3 einführen, so liefert die Berechnung für c folgende Zahlen: für Flächenort A ($\sphericalangle\, a$) $c = 0{\cdot}01397$, C ($\sphericalangle\, a + b + c$) $c = 0{\cdot}03494$, D ($\sphericalangle\, a + b + c + d$) $c = 0{\cdot}04260$.

Ich habe den Wert $\sphericalangle\, a + b$ absichtlich vorläufig ausgelassen, weil ein Culminationspunkt hier nicht vorhanden ist. Es muss nun in hohem Grade auffallen, in wie einfachem Verhältnis die Grössen c zu einander stehen, nämlich für die Flächenorte $A : C : D = 2 : 5 : 6$. Die kleinste Verhältniszahl, die sich somit für c ergibt, ist abgerundet 0·007, danach wären noch Culminationspunkte zu erwarten bei einem Winkelabstand vom Würfel gleich $1^{0}\,23\,^1/_8{}'$, $4^{0}\,10^1/_2{}'$, $5^{0}\,34'$ etc. Der

Winkel $4^0\,10'$ wurde ja in der That für den Wert $\sphericalangle a + b$ gefunden und auch die beiden anderen Werte scheinen durch die zwar etwas weniger scharf markirten Punkte *a* und *b* angedeutet zu sein.

Mit dem Flächenort *D* stimmt auch der weiter oben mitgetheilte, an einer einzelnen Aetzfigur gemessene Winkel $\beta = 16^0\,58'$ bis auf 6′ überein.

Ich versuche gar nicht, Indices für die Formen zu schreiben oder sie in Naumann'schen Zeichen auszudrücken. Denn rationale Indices nach den gewöhnlichen Begriffen existiren hier nicht, wir würden viel zu hohe Zahlen erhalten, aber dies hat seinen Grund eben darin, dass die Indices, welche wir für die Krystalle feststellen, für solche auf der Molecularstructur der Krystalle beruhende thatsächlich minimale Verhältnisse ein ganz und gar ungeeignetes Maass, ein viel zu grosses Maass sind. Wir müssten hier mit der Grösse der Krystallmolecüle operiren — denn um Erscheinungen, die der moleculare Aufbau bedingt, handelt es sich, das haben ja die ausgedehnten Untersuchungen Becke's ergeben — dann würden die Indices wahrscheinlich alle in rationalem Verhältnisse stehen; dies scheinen mir die einfachen Verhältnisse zu beweisen, welche ich für die Parameterlängen *c* festgestellt habe.

Vorhin habe ich gesagt, dass es für diese Betrachtungen ganz gleichgiltig sei, welchen Wert wir für *a* gefunden haben oder annehmen; denn die Verhältnisse für *c* bleiben dieselben, ob $a = 0{\cdot}3$ oder gleich irgend einer anderen Zahl ist. Mit Bezug auf *a* entsteht eine ganz andere Frage, ob nämlich diese Aetzgrübchen drehbar sind, ob sich der Winkel α verändert und wenn er dies thut, ob sich auch hier so einfache Verhältnisse feststellen lassen.

Die erstere Frage wird von Brauns bejaht (es ist hier nur vom Sylvin die Rede) und es ist auch gar nicht zu bezweifeln, dass mit der Veränderung des Lösungsmittels oder mit der veränderten Einwirkung sich Derartiges einstellen könnte — bei energischer Einwirkung des Lösungsmittels entstehen nach Brauns Grübchen von der Lage eines Pyramidenwürfels — ich aber habe es an meinen Krystallen nicht beobachten können. Somit muss ich auch die zweite Frage offen lassen und kann die Bejahung derselben höchstens als möglich oder wahrscheinlich bezeichnen.

Noch muss ich auf eine Erscheinung hinweisen, welche mit den Aetzgrübchen zusammenhängt.

Brauns theilte, wie oben erwähnt, mit, dass Ecken und Kanten der ungeätzten Krystalle gerundet sind, dass die Rundungen Hexakis-

octaëdern, Ikositetraëdern und Tetrakishexaëdern entsprechen, und er hat zwei der letzteren Formen gemessen und bestimmt als $\infty O^{5}/_{2}$ und $\infty O^{7}/_{2}$. Die mir vorliegenden Krystalle zeigen zum Theil in schöner Weise diese Abrundungen. Besonders lehrreich ist aber ein Krystall, dessen eine Kante (siehe Fig. 5) erkennen lässt, in welcher Weise diese scheinbaren Tetrakishexaëder und Ikositetraëder entstehen. Eine Fläche der Aetzgrübchen (*m*), nämlich die Fläche $k\bar{l}h$ (wo $h > k > l$), bildet sich an der Kante besonders aus, sie bildet Lösungsflächen, die aber, wie die Figur zeigt, nicht an der ganzen Kante entlang laufen, sondern von einer anderen Fläche (*n*), welche einer anderen Form angehört und steiler gegen (001) geneigt ist als jene, unterbrochen werden. Man erhält also längs der Würfelkante alternirende Flächen, von denen die grösseren der Fläche $k\bar{l}h$ des rechten Gyroëders entsprechen; ausserdem ist die Kante selbst aufgelöst in ungleichartig auf- und absteigende neue Kanten, von denen die längeren und flacheren dem ebengenannten Gyroëder angehören. Tritt dann an einer solchen Kante nicht blos die Fläche $k\bar{l}h$ des Aetzgrübchens auf, sondern auch die entsprechende Fläche der rechten Octanten des positiven Endes der Verticalaxe, so erhalten wir eine doppelte Streifung im entgegengesetzten Sinne und es resultirt dann eine mehr oder minder fein gestreifte Prärosionsfläche [1]), welche je nach dem in Betracht gezogenen Punkte entweder einem Tetrakishexaëder, einem Ikositetraëder oder einem Hexakisoctaëder zuzugehören scheint.

Die Neigung der Fläche $k\bar{l}h$ gegen 001 beträgt 19° 46′ (Schimmermessung). Die Neigung derselben Fläche gegen die mit ihr abwechselnde steile Fläche wurde gefunden zu circa 27°.

Aus dem Winkel $\frac{\beta}{2} = 19^\circ 46'$ berechnet sich, wenn man $\alpha = 16^\circ 42'$ setzt, $c = 0{\cdot}1033$, also ungefähr $= 15 \times 0{\cdot}007 = 0{\cdot}105$, entsprechend dem Winkel $\frac{\beta}{2} = 20^\circ 4'$. Es liegt demnach die Wahrscheinlichkeit vor, dass diese Fläche im Vergleich zur flachsten (Seite 85) gefundenen Gyroëderfläche mit Bezug auf die kleinste (*c*) Axe die Verhältniszahl 15 besitzt. [2])

Die andere steilere Fläche, welche mit der ebengenannten alternirt, konnte ihrer Lage nach nicht sicher bestimmt werden. Es

---

[1]) Siehe Becke, diese Mittheil. X, 103, Anm.

[2]) Die Fläche steht zugleich der von Brauns für die Aetzgrübchen bestimmten Form $\frac{903}{2}r$ sehr nahe, ist vielleicht mit ihr identisch.

ist ebensowohl möglich, dass sie einer anderen Gyroëderfläche (Aetzgrübchen) wie einer Triakisoctaëderfläche entspricht.

Es lässt sich jetzt aber auch leicht einsehen, warum ich oben die Aetzgrübchen als rechte Gyroëder bezeichnet habe. Diese Fläche, welche hier an der Würfelkante als Aetzfläche auftritt, eine Fläche, welche an natürlichen Krystallen als natürliche Fläche gefunden, möglicher Weise auch als primär bestimmt würde, gehört einem rechten Gyroëder an und liegt, wie durch Messung nachgewiesen wurde, in derselben Zone mit zwei Flächen der Aetzgrübchen und mit dem Würfel. Es muss somit die entsprechende Fläche des Grübchens dieselben Vorzeichen der Indices erhalten, wie die Fläche an der Kante. Die Flächen der Aetzgrübchen gehören daher denselben Octanten an wie die sie tragende Krystallfläche.

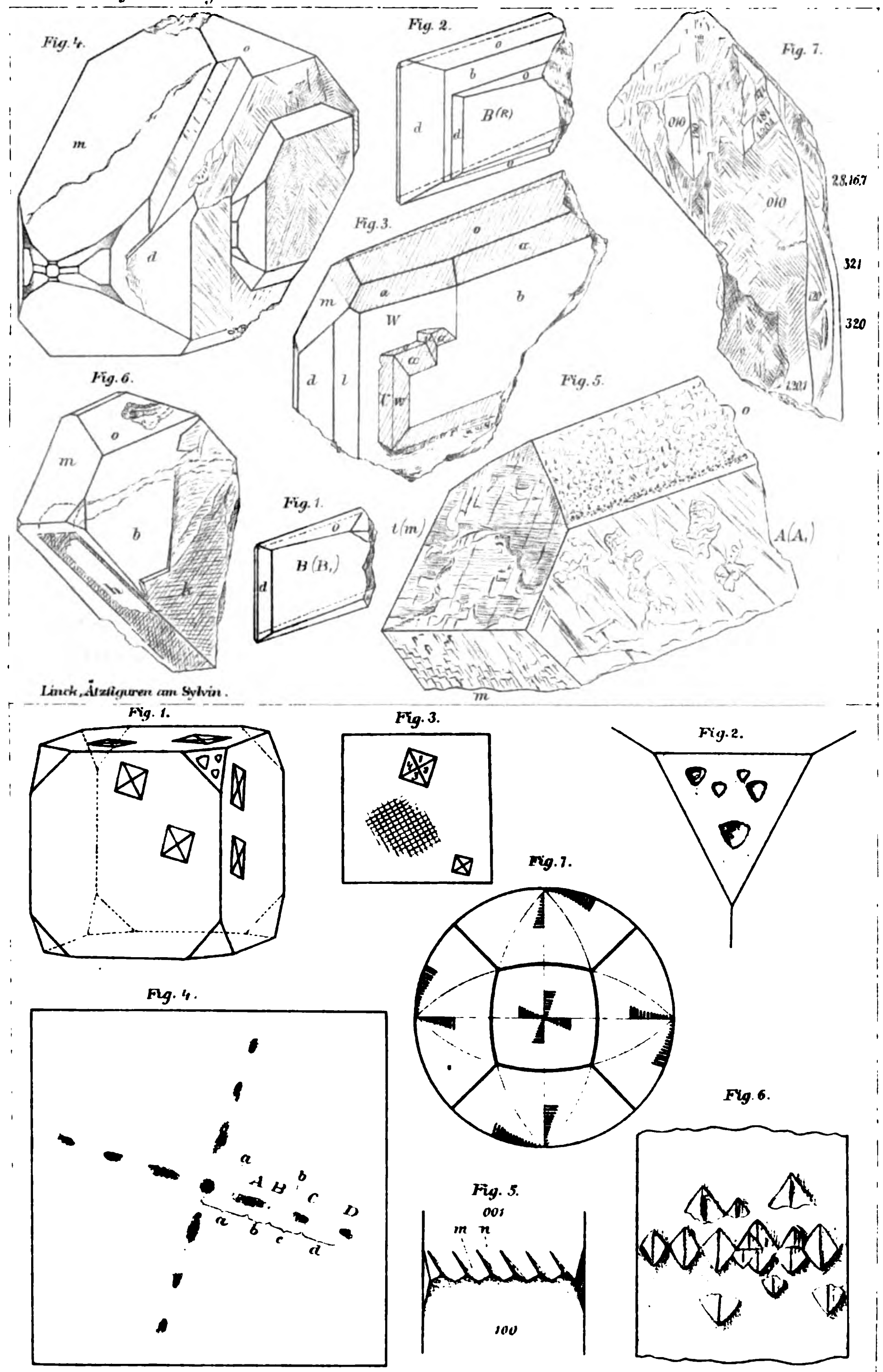
Aetzhügel.[1])

Die oben beschriebenen, mit den Aetzflächen in Beziehung stehenden Prärosionsflächen tragen die Aetzhügel[1]). Es sind deren zweierlei vorhanden. Nämlich solche von der Form eines Triakisoctaëders und andere von der Form des Rhombendodekaëders. Die ersteren sind auch die erst entstandenen Aetzhügel; sie treten nicht allein in Form von ditetragonalen Pyramiden von etwa ein Quadratmillimeter Grundfläche auf den Prärosionsflächen auf (Fig. 6), sondern wir sehen auch an einzelnen Kanten (z. B. Fig. 5), die durch die Aetzung gerundet sind, die Kanten gratartig scharf und mit Aetzhügeln bedeckt, ja in der Nähe der Octaëderflächen geht das Herausätzen soweit, dass man von dem Triakisoctaëder die Flächen $h k h$, $h k h$, $h \bar{h} k$, $h h k$, $h h k$, $h h k$, $k h h$, $k \bar{h} h$, $\bar{h} \bar{k} h$, $\bar{h} k h$, $\bar{k} h h$, $k h h$, $h k \bar{h}$, $h k \bar{h}$, im Ganzen also 14 Flächen der Form an demselben Hügel beobachten kann. Die Form des Triakisoctaëders ist sehr dodekaëderähnlich und die Flächen sind gerundet. Die goniometrischen Messungen geben als Mittel aus mehreren zwischen 6° 8′ und 6° 56′ schwankenden Werten 6° 33′ für den Winkel $h k h : \bar{h} \bar{k} h$ und angenähert 45° (44° 41′) für den Winkel $h k h : 001$. Daraus findet man die Parameterlängen $a : 12{\cdot}36\, a : a$.

Diese Aetzhügel verwandeln sich offenbar bei längerer oder stärkerer Einwirkung des Aetzmittels in Rhombendodekaëder; denn

---

[1]) Unter „Aetzhügel" verstehe ich, wie aus dem Weiteren hervorgeht, nur solche Formen, welche mit den Grübchen nicht in directer Beziehung stehen.



Verlag von Alfred Hölder k. u. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

man kann deutlich verfolgen, wie die Flächen sich nach einwärts runden und so das Rhombendodekaëder liefern, dessen Flächen wiederum in der Zone der Triakisoctaëder meist nach innen gekrümmt erscheinen. Dieser letztere Umstand trägt auch die Schuld, dass die Winkel (001) : (101) schwankend zwischen 44° und 46° und die Winkel zwischen (101) und (011) nur ungefähr zu 60°, also nur ungenau bestimmt werden konnten. Die Aetzhügel von der Form des Rhombendodekaëders sind meist wenig grösser als die anderen und treten auf den Flächen der Zone der Gyroëder (resp. Tetrakishexaëder) als vierseitige Pyramiden auf dem Octaëder mit der 3kantigen Ecke heraus. Für das Triakisoctaëder habe ich absichtlich Indices nicht angegeben, und zwar aus demselben Grunde, den ich oben bei den Aetzgrübchen genannt habe. Wahrscheinlich liesse sich hier — bessere Flächen beim Triakisoctaëder vorausgesetzt — durch Messung an einer grösseren Anzahl von Krystallen dasselbe einfache Verhältnis für diese Formen nachweisen, wie es oben für die Gyroëder der Aetzgrübchen gelungen ist.

Ich habe versucht die Lage der Flächen der Aetzgrübchen gestrichelt, die Zone der Aetzhügelflächen aber durch ausgezogene Linien in einer sphärischen Projection (Fig. 7) darzustellen. Die gestrichelten und ausgezogenen Zonen entsprechen dann zugleich den „Aetzzonen" Becke's[1]) und nach demselben Forscher somit Zonen grossen Lösungswiderstandes, während die freibleibenden Felder zwischen den Hexakisoctaëdern und den Ikositetraëdern in der Zone der linken Gyroëder mit den „Aetzfeldern" Becke's[1]) identisch sind.

Mineralog. u. petrographisches Institut. Strassburg, Februar 1891.

Erklärung der Figuren.

Fig. 1. Sylvinkrystall mit Aetzgrübchen auf Würfel und Octaëder.
„ 2. Aetzgrübchen auf *O*.
„ 3. Aetzgrübchen auf $\infty O \infty$ und durch massenhafte Anhäufung der Aetzgrübchen entstandene Streifung.
„ 4. Lichtfigur der Würfelfläche. Die Orientirung ist durch den Umriss (Würfelkanten) zum Ausdruck gebracht.
„ 5. Durch Aetzflächen zugeschärfte Würfelkante in Projection auf ∞O.
„ 6. Würfelkante und Aetzfläche mit Aetzhügeln besetzt. Projection auf ∞O.
„ 7. Sphärische Projection.

[1]) Vergl. Becke, Aetzversuche am Fluorit, diese Mittheil. XI, 420.

VIII. Notizen.

Saure Erde aus Persien.

(Aus dem Laboratorium für medicinische Chemie in Wien.)

Durch die Güte des Herrn Hofrath E. Ludwig wurde mir eine Erde zur Untersuchung überlassen, welche eine beträchtliche Menge freier Mineralsäuren, hauptsächlich freier Schwefelsäure enthält. Herr Dr. J. E. Pollak hat dieselbe durch Seine Excellenz Djehangir Chan, Bruder des persischen Gesandten in Wien, aus Malajir (Städtchen südlich von Ekbatana, am Auslauf des Granitgebirges El Wend) erhalten und in liebenswürdigster Weise zur Analyse überlassen.

Die Erde hat die Farbe eines lichten Thons. Auf den ersten Blick sieht sie homogen aus, doch lassen sich bei näherer Untersuchung kleine Schwefelkrystalle und Quarzsplitter isoliren. Es finden sich ferner grössere Knollen, die theils aus Gyps, theils aus einem von Schwefelsäure durchtränkten Silicate bestehen. Ausserdem kommen in der Erde Pflanzenreste, insbesondere Getreidekörner und Aehrenspindeln vor, auf welche die Säuren derart zerstörend eingewirkt haben, dass der Versuch, jene zu entfernen, meist misslang. Die Erde riecht schwach nach Thon und reagirt auf Lackmus sauer.

Wegen dieser Beimengungen und des Gehaltes an freien Mineralsäuren war es nicht möglich, die Erde zur Wasserbestimmung bei 100° zu trocknen und den Wassergehalt des Silicats getrennt zu bestimmen. Beim Glühen wird das Silicat durch die Schwefelsäure zum Theil zersetzt. Deswegen wurde auf die quantitative Bestimmung desselben verzichtet, und die Erde feingepulvert, lufttrocken zu den Bestimmungen verwendet.

Die gut gepulverte, lufttrockene Erde wurde zuerst mit Wasser, dann mit Salzsäure erschöpft und die erhaltenen Lösungen wurden getrennt verarbeitet.

Die Wasserbestimmung wurde im Verbrennungsrohre mit Bleichromat und vorgelegtem metallischen Kupfer vorgenommen. Der erhaltene Wert ist zu gross infolge der Oxydation des Wasserstoffs der Salzsäure und der organischen Substanzen. Der Fehler, den die erstere hervorbringt, liess sich corrigiren. Für den Fehler durch die organische Substanz war dies nicht möglich.

Auf die quantitative Bestimmung des nur in geringer Menge vorhandenen freien Schwefels wurde verzichtet.

Die qualitative Analyse ergab die Anwesenheit von Schwefelsäure, Salzsäure, Salpetersäure in geringer Menge, Kieselsäure, Eisen, Aluminium, Calcium, Magnesium, Natrium, Kalium und Lithium in Spuren, freiem Schwefel und organischer Substanz.

Die quantitative Bestimmung ergab folgende Werte:



Substanz		3·0064	0·9855	1·0393	2·9683	in %
Wässeriger Auszug	SO_3	0·4705	—	—	—	15·650
	HCl	0·0119	—	—	—	0·396
	N_2O_5	0·0002	—	—	—	0·006
	SiO_2	0·0248	—	—	—	0·825
	Fe_2O_3	0·0064	—	—	—	0·213 = 0·192 FeO
	Al_2O_3	0·0012	—	—	—	0·040
	CaO	0·2248	—	—	—	7·478
	MgO	0 0016	—	—	—	0·053
	Na_2O	0·0156	—	—	—	0·519
Salzsaurer Auszug	SiO_2	0·0010	—	—	—	0·033
	Fe_2O_3	0·0012	—	—	—	0·040
	Al_2O_3	0·0005	—	—	—	0·017
	CaO	0·0018	—	—	—	0 060
	MgO	0·0003	—	—	—	0·010
In Wasser u. Salzsäure ungelöst		1·6645	—	—	—	55·366
H_2O		—	0·1995	0·2050	—	19·985 } im Mittel.
C			0·0031₄	0·0034		0·323 } im Mittel.
Säure titrirt als SO_3		—	—	—	0·1296₇	4·368 als SO_3

in %

Freie SO_3 = 3·878 — 3·927 (titrirt),
Freie ClH = 0·396
Freie N_2O_5 = 0·006

Na_2SO_4 = 1·189
$CaSO_4$ = 18·168
$MgSO_4$ = 0·159
$FeSO_4$ = 0·405
$Al_2(SO_4)_3$ = 0·134

} die Basen des wässerigen Auszugs als Sulfate gerechnet.

Eine ähnliche Erde kommt nach Herrn Dr. J. E. Pollak's Mittheilungen im N. E. Persiens bei Hâlmeschkin nahe dem vulkanischen Savolangebirge vor; sie enthält gleichfalls freien Schwefel, von welchem Krystalle in der Wiener Ausstellung 1873 vorhanden waren.

Rich. Zeynek.

Internationaler geologischer Congress, Washington 1891.

An den Herausgeber gelangte folgende Zuschrift:

Monsieur,

J'ai l'honneur d'appeler votre attention sur la circulaire ci-jointe concernant la prochaine réunion du Congrès Géologique International, et je vous prie de vouloir bien en communiquer le contenu a vos lecteurs, affin que ceux d'entre eux qui ne

l'auront pas reçue et qui desirent se faire inscrire comme membres, puissent envoyer leurs adresses au soussigné, qui s'empressera de leur remettre toutes les circulaires qui paraîtront concernant le Congrès. Agréez, Monsieur, l'assurance de ma haute considération, S. F. Emmons, Secrétaire.

Das in diesem Schreiben erwähnte Circular lautet:

Monsieur:

Le bureau du Congrès géologique international à décidé que la 5e Session se tiendra à Washington, D. C. (Etats-Unis d'Amérique), et la date de la réunion a été fixée pour le 26 Aout 1891. La session annuelle de l'Association américaine pour l'avancement des sciences et la session d'été de la Société géologique d'Amérique se tiendront la semaine précédente dans la même ville. La Session du Congrès sera suivie de plusieurs excursions organisées en vue de faire visiter aux personnes qui auront participé au Congrès les endroits qui leur sembleront présenter le plus d'interêt. Nous venons vous prier, Monsieur, de prendre part aux travaux du Congrès, et, si telle est votre intention, de vouloir bien addresser au Secrétariat du Comité d'organisation votre demande d'inscription comme membre du Congrès. La cotisation à payer par chaque membre est fixée à deux dollars et demi ($ 2·50). Le reçu du Trésorier donne droit à la carte de membre, ainsi qu'au Compte rendu et aux autres publications ordinaires du Congrès. Le comité d'Organisation fera les démarches nécessaires pour obtenir des Compagnies transatlantiques les conditions les plus favorables pour le voyage, aller et retour, aux Etats-Unis: elle demandera également aux compagnies américaines de chemins de fer des billets à prix réduit pour les excursions géologiques. Pour que ces négociations puissent aboutir il est indispensable que le comité connaisse le nombre approximatif des membres qui seront présents, et qu'il puisse dresser par avance, conformément aux desirs exprimés par la majorité des membres, la liste des endroits à visiter. En raison de la variété des points interessants pour le géologue, et de la longueur des distances, le comité ne serait pas en état, sans ces renseignements, de rédiger une programme d'excursions dans des limites de dépense raisonnables. Pour ces motifs nous vous prions de vouloir bien remplir l'imprimé ci-joint et de l'adresser, aussitôt qu'il vous sera possible, au Secrétariat du Comité à Washington. Le programme détaillé de séances, excursions etc., sera envoyé ultérieurement aux personnes qui auront signifié leur intention de participer aux délibérations du Congrès. Les cartes de membres seront delivrées à Washington, au Secrétariat du Congrès, contre le reçu du Trésorier, à partir du 19 Aout.

J. S. Newberry,
Président.

H. S. Williams,
S. F. Emmons,
Secrétaires.

IX. Literatur.

Physik, Chemie, Krystallographie.

Ayres E. T.: Notes on the crystallization of trona. — Siehe Chatard M.

Baumhauer H.: Ueber die Krystallisation des Nephelin. — Zeitschr. f. Kryst. XVIII, 6. Leipzig 1891.

Beckmann E.: Untersuchungen über die Aluminate und basischen Haloidsalze des Bariums etc. — Habilitationsschrift (Braunschweig). Leipzig 1882.

Bourgeois L.: Analyse microchimique. — Dictionnaire de Chimie de M. Wurtz. 2. Suppl.

Brögger W. C.: Ueber die morphotropischen Beziehungen des Pinakiolith und des Trimerit zu verwandten Mineralien. — Zeitschr. f. Kryst. XVIII, 4.

Hirschwald J.: Anleitung zur systematischen Löthrohranalyse. — Leipzig 1891.

Judd J. W.: On the Relations between the Gliding Planes and the Solution Planes of Augite. — Min. Magazine. Nr. 42, Vol. IX.

Knop A.: Ueber Kalkabscheidungen aus wässriger Lösung. — Bericht über die XXIII. Versammlung des Oberrheinischen geolog. Vereines.

Lehmann O.: Die Krystallanalyse. — Leipzig 1891.

Derselbe: Einige Fälle von Allotropie. — Zeitschr. f. Kryst. XVIII, 5, 1890.

Derselbe: Ueber die Definition des Begriffes „Kystall". — Zeitschr. f. Kryst. XVIII, 5, 1890.

Derselbe: Ueber krystallinische Flüssigkeiten. — Annal. d. Physik u. Chemie, Bd. XLI, 1890.

Liveing G. D.: On solution and crystallization No. III. — Cambridge Philosophical Society's Transactions. Vol. XV, Part. I.

Loczka J.: Mineralchemische Mittheilungen. 1. Antimonit von Felsöbánya. 2. Antimonit von Magurka. 3. Tetradymit von Zsupko. 4. Hessit von Botes. 5. Tellur von Faczebája. 6. Hämatit vom Hargitagebirge, Kakukhegy. 7. Tetradymit von Rézbánya. 8. Fauserit von Hodrusbánya. 9. Steinsalz von Torda. 10. Steinsalz von Vizakna. — Math. u. naturw. Berichte aus Ungarn. Bd. VIII.

Muck F.: Die Chemie der Steinkohle. — Leipzig, Verlag von Wilhelm Engelmann. 1891.

Nickel E.: Ueber die Beweisführung in der Zonenlehre. — Zeitschr. f. Kryst. und Min. Bd. XVIII.

Prendel R.: Einige Betrachtungen über Polymorphie und Mimesie. — Zeitschr. f. Kryst. XVIII, 5.

Szajnocha L.: Die Mineralquellen Galiziens. — Anz. d. Akad. d. Wissensch. in Krakau. Jänner 1891.

Mineralogie.

Arzruni A. und Frenzel A.: Ueber den Ferronatrit. — Zeitschr. f. Kryst. Bd. XVIII, 6.

Bauer M.: Beiträge zur Mineralogie. VII. Reihe. 14. Paramorphosen von Rutil nach Brookit von Magnet Cove, Arkansas. 15. Pseudomorphosen von Rutil nach Anatas. 16. Schwerspath von Perkins' Mill, Templeton, Canada, sogenannter Michellévyt. — Neues Jahrb. f. Min. I. Bd. 1891.

Busatti L.: Fluorite dell' Isola del Giglio e Minerali che l'accompagnano nel suo giacimento. — Atti d. Soc. Tosc. di Sc. Nat. Vol. VI, fasc. 1.

Chatard M. and Ayres E. F.: Urao. — Am. Journ. of Sc. Vol. XXXVIII, July 1889.

Foullon H. B. v.: Ueber Antimonit und Schwefel von Alchar bei Rozdan in Macedonien. — Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Nr. 17, 1890.

Frenzel A.: Ueber den Ferronatrit. — Siehe Arzruni A.

Grattarola G.: Realgar, orpimento e minerali concomitanti di Casa Testi (M. Amiata, Prov. di Grosseto). — Giorn. di Min. Fasc. 4, Vol. I, 1890.

Hamberg A.: Mineralogische Studien. 7. Ueber die Manganophylle von der Grube Harstigen bei Pajsberg in Vermland. 8. Ein manganhaltiger Chlorit von Harstigen. 9. Ueber Ganophyllit, ein Manganzeolith, von Harstigen. 10. Ueber Pyrophanit, eine mit Titaneisen isomorphe Verbindung der Zusammensetzung $Mn\,Ti\,O_3$, von Harstigen. 11. Bemerkungen über die Titaneisen-Eisenglanz-Gruppe. 12. Ueber die Habitusveränderung der Rhodonitkrystalle bei der Umwandlung in Karyopilit. 13. Bemerkungen über den Einfluss, welchen die Concentration des Aetzmittels auf die Umgestaltung eines Krystalls beim Aetzen ausübt. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. XII, 1890.

Iddings J. P. und Penfield S. L.: Fayalite in the Obsidian of Lipari. — Am. Journ. of Sc. Vol. XL, July 1890.

Luedecke O.: Ueber Axinit im Harze und die chemische Zusammensetzung des Axinits überhaupt. — Zeitschr. f. Naturw. Bd. LXII, 1889.

Derselbe: Ueber Heintzit, ein neues Borat von Leopoldshall. — Zeitschr. f. Kryst. XVIII, 5, 1890.

Milch L.: Ueber ein neues krystallisirtes Borat von Stassfurt. — Ebenda.

Penfield S. L.: On the chemical composition of aurichalcite. — Am. Journ. of Sc Vol. XLI, Februar 1891.

Sandberger F. v.: Bemerkungen über einige Mineralien von Chañarcillo in Chile. — Neues Jahrb. f. Min. 1891, I.

Scharizer R.: Falkenhaynit, ein neues Mineral aus der Wittichenitgruppe. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1890, XL. Bd., 3. und 4. Heft.

Schmidt C.: Aegirin aus dem Phonolith von Oberschaffhausen im Kaiserstuhl. — Bericht über die XXI. Versammlung des Oberrheinischen geol. Ver.

Derselbe: Vesuvian der Schweizeralpen. Mitth. d. Schweiz. geol. Ges. Vol. II, Nr. 1.

Sella A.: Sur la présence du nickel natif dans les sables du torrent Elvo près de Biella (Piemont). — Comptes rendus. 19 janvier 1891.

Streng A.: Ueber den Melanophlogit. — 28. Ber. d. Oberh. Ges. f. Natur- und Heilk.

Tschermak G.: Ueber die Chloritgruppe. II. Theil. — Akad. Anz. Nr. V, 19. Februar 1891.

Ulrich G. H. F.: On the Discovery, Mode of Occurence, and Distribution of the Nickel-Iron Alloy Awaruite, on the West Coast of the South Island of New Zealand. — Quart. Journ. of the Geol. Soc. for November 1890.

Wells H. L.: On the composition of Pollucite and its occurrence Hebron, Maine. — Am. Journ. of Sc. Vol. XLI, 1891.

Williams G. H.: Anglesite, Cerrussite and Sulphur from the Mountain View Lead Mine, near Union Bridge, Caroll County, Md. — Johns Hopkins' University Circulars Nr. 87.

Geologie und Petrographie.

Bäckström H.: Ueber fremde Gesteinseinschlüsse in einigen skandinavischen Diabasen. — Bihang till k. Svenska vet. akad. handlingar. Bd. 16, Afd. II, Nr. 1.

Derselbe: Ueber angeschwemmte Bimssteine und Schlacken der nordeuropäischen Küsten. — Bihang till k. Svenska vet. akad. Handlingar. Bd. 16, Afd. II, Nr. 5.

Becker G.: Antiquities from under Tuolumne Tablo Mountain in California. Notes on the early cretaceous of California and Oregon. — Bull. of the Geolog. Soc. of Am. Vol. II.

Derselbe: The structur of a portion of the Sierra Nevada of California. — Bull. of the Geolog. Soc. of Am. Vol. II.

Berwerth F.: Vesuvian-Pyroxenfels vom Piz Longhin. — Ann. d. k. k. naturh. Hofmuseums. Wien 1889, Bd. IV.

Busatti L.: Schisti a glaucofane della Corsica. — Proc. verb. d. Soc. Tosc. di Sc. Nat. 28. Juli 1885.

Derselbe: Sulla Lherzolite di Rocca di Sillano (Monte Castelli) e Rosignano (Monti livornesi). — Atti d. Soc. Tosc. di Sc. Nat. Pisa, Vol. X.

Cornet J.: Analyse. — Siehe Renard A. F.

Diener Karl: Der Gebirgsbau der Westalpen. — Wien, F. Tempsky, 1891.

Hanamann Jos.: Ueber die chemische Zusammensetzung verschiedener Ackererden und Gesteine Böhmens und über ihren agronomischen Werth. — Archiv d. naturw. Landesdurchforschung von Böhmen. VII. Bd., Nr. 3.

Hise C. R.: An attempt to harmonize some apparently conflicting views of lake superior stratigraphy. Am. Journ. of Sc. Vol. XLI. Febr. 1891.

Iddings J. P.: On a Group of Volcanic Rocks from the Tewan Mountains, New Mexico, and on the Occurrence of Primary Quartz in Certain Basalts. — U. S. Geol. Survey, 1890.

Judd J. W.: The Propylites of the Western Isles of Scotland, and their Relation to the Andesites and Diorites of the District. — Quart. Journ. of the Geolog. Soc. August 1890.

Klemm G.: Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreiches Sachsen. Section Neustadt-Hohwald, Blatt 69.

Klvaňa J.: Das südostmährische Eruptivgebiet. — Verhandl. d. naturf. Ver. in Brünn. XXIX. Bd.

Launay L. de: Description géologiqne des îles de Mételin et de Thasos (Mer Égée). — Arch. d. Missions, 3. série, t. XVI. Paris 1890.

Derselbe: La géologie de l'île Mételin. — Comptes rendus; 20 janvier 1890.

Mittheilungen aus dem mineralogischen Institute der Universität Kiel. Bd. I, Heft 3. 1890; herausgegeben von J. Lehmann.

X. Stolley E.: Ueber zwei Brachyuren aus dem mitteloligocänen Septarienthon Norddeutschlands. XI. Stapff F. M.: Zur Diluvialfrage. XII. Danzig E.: Ein Ausflug in's Erzgebirge.

Oddone E. und Sella A.: Osservazioni e considerazioni sulle roccie magnetiche. — Reale Acc. dei Lincei, Vol. VII. 1. Sem. Ser. 4.

Osann A.: Ueber Zwillingsbildung an Quarzeinsprenglingen aus liparitischen Gesteinen des Cabo de Gata. — Neues Jahrb. f. Min. Bd. I. 1891.

Petersen J.: Beiträge zur Petrographie von Sulphur Island, Peel Island, Hachijo und Mijakeshima. Jahrb. d. Hamburger wiss. Anstalt. VIII.

Renard A. et Cornet J.: De la nature et de l'origine du phosphate de chaux des environs de Mons. — Acad. des Sc. de Belg. 3ᵉ série, t. XXI, nº 3.

Reusch H.: Geologiske iagttagelser fra Trondhjems stift, gjorte under en reise for Norges geologiske undersögelse 1889. — Christiania videnskabs-selskabs forhandlinger. 1890, Nr. 7.

Derselbe: Skuringsmaerker og moraenegrus eftervist i Finmarken fra en periode meget aeldre end „istiden". — Norges geolog. undersögelse aarbog for 1891. Kristiania.

Rosiwal A.: Ergebnisse der petrographischen Untersuchungen an dem Materiale der Graf Teleki v. Höhnel'schen Expedition in Ostafrika. Akad. Anz. Nr. 1. 8. Jänner 1891.

Salomon W.: Geologische und petrographische Studien am Monte Aviòlo im italienischen Antheil der Adamellogruppe. — Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1890.

Schmidt C.: Ueber den sogenannten Taveyannaz-Sandstein. — Neues Jahrb. f. Min. 1888, Bd. II.

Derselbe und Steinmann: Geologische Mittheilungen aus der Umgebung von Lugano. — Verhandl. d. naturf. Ges. zu Basel. Bd. IX.

Sollas W. J.: Contributions to a Knowledge of the Granites of Leinster. — The transactions of the royal irish academy. Vol. XXIX, Part. XIV. Jänner 1891.

Derselbe: On the occurrence of Zinnwaldite in the Granite of the Mourne mountains. — Proceed. Roy. Sc. Acad. March 15, 1890. Vol. I. Nr. 3.

Steinmann G.: Geologische Mittheilungen aus der Umgebung von Lugano. — Siehe Schmidt C.

Stelzner A. W.: Ueber die Isolirung von Foraminiferen aus dem Badener Tegel mit Hilfe von Jodidlösung. — Ann. d. k. k. nat.-hist. Hofmus. 1890, Bd. V, Heft 1.

Thomson A.: Experimentelle Studien zum Verhalten des Sandbodens gegen Superphosphate. — Inaugural-Dissertation (Dorpat).

Williams George H.: The non-feldspathic intrusive rocks of Maryland and the course of their alternation. — American Geologist. July 1890.

Wülfing E. A.: Beitrag zur Kenntnis des Kryokonit. — Neues Jahrb. f. Min. 1890, Beil.-Bd. VII.

Zirkel F.: Cordieritbildung in verglasten Sandsteinen. — Neues Jahrb. f. Min. 1891, Bd. I.

Neuhauss R.: Lehrbuch der Mikrophotographie. Mit 61 Abbildungen in Holzschnitt, 4 Autotypien, 2 Tafeln in Lichtdruck und 1 Photogravure. Braunschweig, Harald Bruhn, 1890.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.

X. Studien über archäische Eruptivgesteine aus dem südwestlichen Finnland.

Von **J. J. Sederholm** in Helsingfors.

(Mit einer Karte und 6 Figuren im Text, nebst Taf. IV und V.)

Einleitung.

Das Kartenblatt Tammela, Section 18 der geologischen Aufnahme von Finnland im Maasstabe 1 : 200.000, wurde in den Jahren 1887, 1888 und 1889 von mir geologisch aufgenommen. Die Erläuterung zu diesem Blatte ist bereits in schwedischer Sprache erschienen. Sie umfasst aber hauptsächlich nur eine Darstellung der Beobachtungen im Felde in gedrängter Form, während eine genauere petrologische Schilderung erst nach der Beendigung eingehenderer Untersuchung der Gesteine im Laboratorium erfolgen sollte. Diese Untersuchungen wurden zum Theil im Jahre 1888 in der Hochschule zu Stockholm unter Leitung meines theueren Lehrers, Prof. W. C. Brögger, ausgeführt, zum Theil in Helsingfors im Auftrage der geologischen Commission Finnlands fortgesetzt, wo ich mich des grössten Wohlwollens und der liberalsten Unterstützung von Seite des Herrn Directors K. Ad. Moberg und der freundlichen Rathschläge des Herrn Prof. F. J. Wiik erfreuen durfte; schliesslich wurden sie im mineralogisch-geologischen Institut der Universität Heidelberg unter der bewährten Führung von Herrn Geheimen Bergrath H. Rosenbusch so weit vollendet, wie sie hier vorliegen. Allen meinen verehrten Lehrern und Gönnern fühle ich mich gedrungen, auch hier meinen wärmsten Dank auszusprechen.

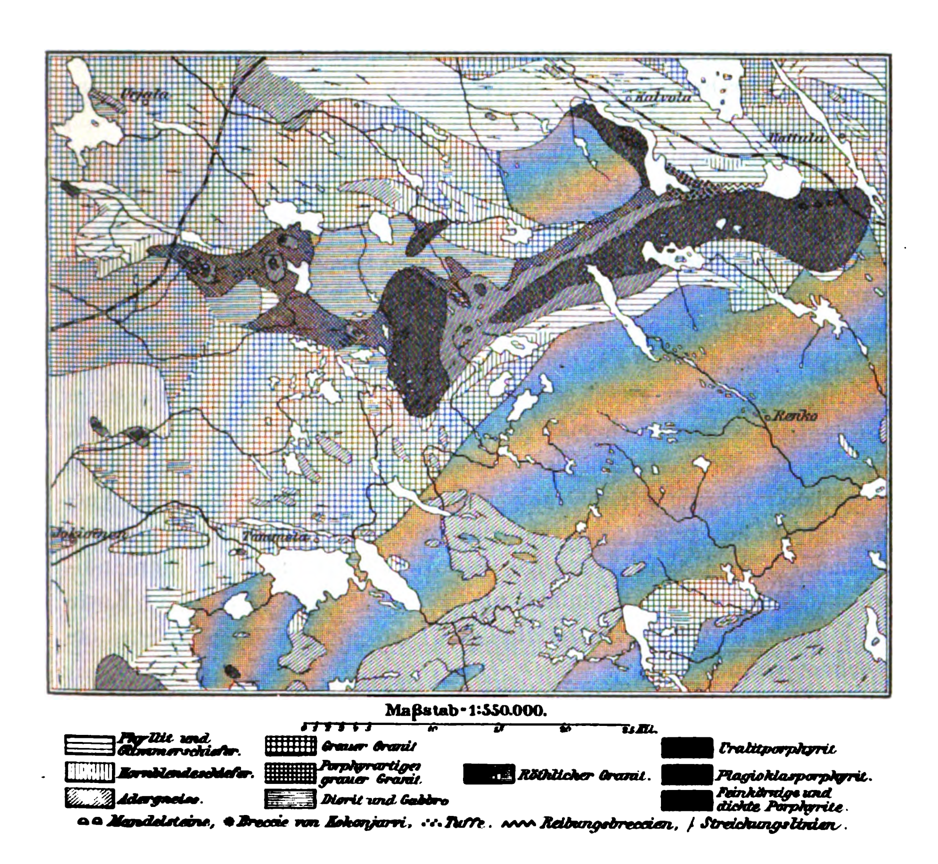
Zur vorläufigen Orientirung möge ein petrologischer Ueberblick der Section Tammela vorausgeschickt werden. Diese Gegend liegt westlich von der Stadt Tavastehus im südwestlichen Finnland.

Die Gesteine liegen bloss zu Tage in der Form kleiner Kuppen, welche meistens durch Gletscherwirkung gerundet sind, zuweilen aber auch durch spätere Zerklüftung ihre runde Form verloren haben. Diese Kuppen sind in den centralen Theilen des untersuchten Gebietes, welche eine Höhe von 120—160 Meter haben, von Moränengrus, in den niedrigeren Theilen, besonders im Südwesten, von grösseren Thonablagerungen umgeben, aus welch letzteren die Felsen nur spärlich hervorragen. Das Gestein ist beinahe überall ganz frisch bis an die Oberfläche, welche zuweilen glatt polirt ist und deutliche Gletscherstreifen zeigt, meist aber durch Einwirkung der Atmosphärilien rauh geworden ist und bei den porphyrischen Gesteinen die Einsprenglinge in Hochrelief hervortreten lässt. Einige Centimeter unter dieser Oberfläche kann man schon vollständig unveränderte Handstücke erhalten.

Diese Frische erleichtert in hohem Grade die Beobachtungen, da auf den gleichsam schwach geätzten Oberflächen sich alle Eigenthümlichkeiten beinahe eben so gut wie auf einer künstlich geschliffenen Fläche zeigen. Dagegen ist die oft sehr reiche Moos- und Flechtenbedeckung hinderlich, welche nur an solchen Stellen fehlt, wo Waldbrände stattgefunden haben, die auch diese Vegetationsdecke in Mitleidenschaft gezogen haben. Uebrigens findet man indessen doch an jedem Hügel Stellen, die entblösst sind und eine sehr bequeme Beobachtung erlauben.

Wie aus der Karte ersichtlich ist, besitzen die krystallinen Schiefer in den nordwestlichen Theilen der Gegend eine grosse Verbreitung. Sie bilden hier langgezogene, bald gleichbreite, bald unregelmässig gestaltete Zonen. Diese Schiefer bestehen überwiegend aus Phylliten, feinkörnigen Glimmerschiefern und Hornblendeschiefern, welche alle wahrscheinlich umgewandelte, echte Sedimente sind. Die Lage der Schieferungsflächen ist vorherrschend eine fast senkrechte. Erscheinungen, wie transversale Schieferung, Faltungen in kleinem und kleinstem Masstabe, Ausweichungsclivage etc. sind in diesen Schiefern überaus verbreitet, und die wirkliche Lage der ursprünglichen Schichten lässt sich deswegen niemals feststellen.

Die Schiefergebiete werden von grossen Massen von granitischen Gesteinen umgeben, welche sie auch in unzähligen Gängen und Adern durchdringen, die theils quer gegen die Schieferung, theils parallel derselben gehen. Bald sind diese granitischen Adern von den glimmerreichen Theilen scharf abgegrenzt, bald ist die



Mischung beider eine so innige, dass man die Gemengtheile nicht mehr von einander unterscheiden kann. Kjerulf hat für solche Gesteine, welche von allen grösseren archäischen Territorien beschrieben worden sind [1]), die Bezeichnung „Granitdurchsetzter Gneiss,

[1]) Siehe z. B. R. D. Irving, Divisibility of the Archaean in the Northwest. Amer. Journ. Vol. XXIX, pag. 244.

respective Glimmerschiefer“ angewandt[1]), während Lehmann[2]) dieselben Gneissglimmerschiefer nennt. Ich habe sie auf der Karte mit dem Namen Adergneisse bezeichnet. Sie kommen hier theils an den Rändern der grösseren Schiefergebiete, theils innerhalb der Gegend, wo die Granite vorherrschen, als besondere, recht ausgedehnte Gebiete vor.

Unter den granitischen Gesteinen kann man wenigstens zwei gut getrennte Gruppen unterscheiden, von denen die eine im Nordwesten, die andere im Südosten des Gebietes auftritt.

Im nordwestlichen Theile der Gegend kommen granitische Gesteine vor, welche sich durch ihre graue Farbe, ihren Reichthum an Plagioklas und durch einen meistens vorhandenen Hornblendegehalt auszeichnen. Sie besitzen oft eine so ausgeprägte Parallelstructur, dass man sie nach der üblichen deutschen Nomenclatur als Gneisse bezeichnen würde. Diese Parallelstructur bekundet sich aber stets deutlich als eine Druckschieferung und die schieferigen Theile sind immer durch Uebergänge mit massigen verbunden, welche noch eine typische Granitstructur besitzen. Da ausserdem das Auftreten des Gesteins wenig Zweifel über seine eruptive Natur übrig lässt, habe ich dieses Gestein, um die Verwechslung mit den genetisch sehr verschiedenen Adergneissen zu vermeiden, nach dem Vorgange von Wiik und anderen finnländischen Geologen überall einfach als Granit bezeichnet. Auf der Karte sind doch die Streichungsrichtungen der Schieferungsflächen bezeichnet worden.

Diese grauen Granite sind theils gleichmässig mittelkörnig, theils porphyrartig ausgebildet. Beide Varietäten sind durch Uebergänge mit einander eng verbunden, und scheinen nur, wie auch Wiik[3]) hervorgehoben hat, verschiedene Ausbildungsformen desselben Magmas zu sein.

Innerhalb des mittelkörnigen Granits treten als Massen, welche zuweilen eine Ausdehnung von einigen Kilometern besitzen, meistens

---

[1]) Th. Kjerulf, Die Geologie des südlichen und mittleren Norwegen. Deutsch von Gurlt. Bonn 1880, pag. 119—120.

[2]) J. Lehmann, Untersuchung über die Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine etc. Bonn 1884, pag. 64.

[3]) F. J. Wiik, Om skifferformationen i Tavastehus Län. Helsingfors 1872, pag. 5.

aber viel kleiner sind, basischere Gesteine auf, welche immer durch successive Uebergänge mit dem Granit verbunden und als eine Art basischer Aussonderungen innerhalb desselben aufzufassen sind. Diese Gesteine sind jetzt zum Theil stark umgewandelt, dürften aber ursprünglich den Gruppen der Diorite, der Gabbro und der Peridotite angehört haben. Diorite von ähnlichem Typus, welche ebenfalls mit demselben Granit eng verbunden sind, kommen auch als weiter ausgedehnte selbständige Gesteine vor.

Der mineralogisch und structurell sehr gleichförmige Charakter der gneissartigen grauen Granite und die stetige Verknüpfung mit den porphyrischen und den basischen Gesteinen macht es wahrscheinlich, dass die Hauptmasse dieser Gesteine innerhalb der ganzen Gegend eine geologische Einheit bildet. Sie bekunden sich an zahlreichen Contactstellen deutlich als jünger wie die Schiefer, indem sie dieselben, wie schon erwähnt, innig durchdringen, und zwar in der Art eines echten Magmagesteines, nicht so wie zwei mit einander im festen Zustande in Berührung gebrachte Gesteine sich gegenseitig durchflechten.

Da es nun aber anderseits vorauszusetzen ist, dass auch die Gesteine, welche einmal die Unterlage für die Schieferformation bildeten, noch an einigen Orten zu beobachten wären, kann man nicht die Möglichkeit ausschliessen, dass auch solche sehr alte Gesteine hier und da unter diesen grauen Graniten und Gneissen stecken können, obgleich sie wegen ihrer äusseren Aehnlichkeit nicht von ihnen zu unterscheiden sind.

In den südöstlichen Theilen der Gegend kommen andere, durch ihre röthliche Farbe und die Beimengung von Granaten charakterisirte Granite vor. Der Feldspath ist in ihnen hauptsächlich Mikroklin, welcher oft zum Theil mit dem Quarze schriftgranitisch verwachsen ist. Mörtelstructur ist nicht selten zu beobachten. Der Glimmer ist hier im Gegensatz zu den älteren Graniten, wo der Biotit vorherrscht, zum grossen Theil Muscovit, welcher zuweilen sogar ausschliesslich vorhanden ist. Hierdurch entstehen Muscovitgranite, welche in recht grossen Massen auftreten. In anderen Varietäten wird das Korn sehr grob und entstehen hierdurch Uebergänge zu Pegmatiten, welche ebenfalls in staunenswert grosser Menge auftreten. Trotz all dieses Wechsels zeigt sowohl die Mineralzusammensetzung wie die Structur überall eine so grosse Verwandt-

schaft, dass man nicht daran zweifeln kann, dass diese röthlichen Granite innerhalb der ganzen Gegend genetisch zusammengehörig sind. Sie treten auch in kleinerer Menge innerhalb des Gebietes der grauen Granite auf und scheinen die jüngsten der hier in grösseren Massen auftretenden Eruptivgesteine zu sein.

Auch sie zeigen sehr häufig eine Parallelstructur, welche sich doch nicht so deutlich als in den älteren Graniten als Druckschieferung bekundet, sondern meiner Ansicht nach allerdings zum Theil durch primäre Vorgänge hervorgebracht ist. Die vollständig massigen Varietäten sind auch hier die vorherrschenden.

Endlich zieht sich durch den mittleren Theil der untersuchten Gegend eine langgestreckte, 2—7 Kilometer breite Zone von feinkörnigen, hornblendereichen Gesteinen, von denen die meist typische Varietät eine ausgeprägt porphyritische Structur besitzt und unter dem Namen Uralitporphyr (besser Uralitporphyrit) bekannt ist, die übrigen sich dagegen durch diverse Merkmale von diesem Haupttypus unterscheiden, mit dem sie aber genetisch eng zusammengehörig sind. Ausserhalb jener Zone kommen dieselben noch mehrorts in geringerer Verbreitung vor. Diese Gesteine, von denen der echte Uralitporphyr zuerst durch die Schilderung Wiik's [1]) bekannt geworden ist, die übrigen aber erst bei der Kartenaufnahme im Jahre 1887 entdeckt wurden, sind der Gegenstand für die folgende Untersuchung. Die Schilderung bezieht sich hauptsächlich auf die Gesteine des grössten Gebietes.

Beiläufig bemerkt wurde in dieser Gegend auch an einer Stelle ein Pikrit, welcher wahrscheinlich in Gangform auftritt, beobachtet.

Auch Reibungsbreccien, welche meistens aus Fragmenten von Uralitporphyrit bestehen, die durch Quarz verkittet sind, treten hier mehrorts in solchen Mengen auf, dass sie allein für sich Berge bilden.

Auf das Alter dieser Gesteine werden wir am Schlusse der petrologischen Darstellung zurückkommen.

Uralitporphyrite.

Der Uralitporphyrit ist in typischer Ausbildung, wie er in den Kirchspielen Hattula, Kalvola und Urjala vorkommt, ein grünlich-

[1]) F. J. Wiik, l. c. pag. 14; Derselbe, Medd. betr. finska mineral. o. bergarter Öfvers. finska Vet.-Soc. förh. 1875. XVII, pag. 33.

schwarzes Gestein, in welchem man mit dem blossen Auge mehr oder weniger dicht liegende, gut ausgebildete Uralitkrystalle in einem feinkörnigen, nicht näher bestimmbaren Mineralgemenge erkennt. Unter dem Mikroskop löst sich dieses Gemenge in ein Aggregat auf, welches hauptsächlich aus Aktinolit und Plagioklas besteht, wozu in wechselnder Menge Biotit, Zoisit, Epidot, Chlorit, Kalkspath, Quarz, Titanit und Erze treten.

Jeder kundige Petrolog wird schon bei dem ersten Blicke auf einen Dünnschliff dieser Gesteine, in welchem alle diese verschiedenen Mineralien in buntem Gedränge nebeneinander liegen, sofort erkennen, dass die Structur keine derartige ist, wie sie durch Erstarrung eines Magmas entsteht, sondern dass dieselbe secundärer Entstehung sein muss.

Die meisten der einzelnen Gemengtheile zeigen auch deutliche Beweise einer secundären Entstehung. Es soll nun zunächst versucht werden, durch eine eingehende Schilderung der verschiedenen Mineralien die Umwandlungsvorgänge, welche sie durchgemacht haben, zu verfolgen, um dadurch die Natur der ursprünglichen Gemengtheile soweit als möglich zu bestimmen, und auf diesem Wege mittelbar zu einer Reconstruction der ursprünglichen Beschaffenheit des Gesteines zu gelangen.

Der secundäre Charakter des Uralits in den porphyrischen Krystallen geht ohne Weiteres aus dem Umstande hervor, dass sie obgleich sie die Spaltbarkeit und die übrigen physikalischen Eigenschaften der Hornblende zeigen, noch die Krystallform des Augits besitzen und zuweilen auch unveränderten Augit enthalten.

Die Krystalle sind gewöhnlich kurz säulenförmig und zeigen, wo man sie in den rauhen, durch die Atmosphärilien angegriffenen Oberflächen frei liegend beobachtet, am häufigsten die bei den eingewachsenen Augiten gewöhnliche Combination (110).(100).(010).$(11\bar{1})$, gelegentlich zusammen mit (001). Sehr häufig sind Zwillingsbildungen nach 100. Auch andere Durchwachsungen, welche wohl als eine Zwillingsbildung nach 101 und $12\bar{2}$ zu erklären sind, beobachtet man nicht selten. Zuweilen sind die Pyramidenflächen stark entwickelt, so dass die Querschnitte senkrecht zu dieser Zone an Hornblende erinnern; die Spaltbarkeit lässt aber bald den Irrthum erkennen.

Die Grösse der Krystalle wechselt von 1—12 Millimeter, die meisten bewegen sich in Dimensionen von 3—6 Millimeter.

Der noch unveränderte Augit ist in sehr wechselnder Menge vorhanden. An mehreren Stellen sind Gesteine beobachtet worden, in welchen sogar der grösste Theil der porphyrischen Krystalle noch aus Augit besteht, meistens bildet er aber nur fleckenweise Partien oder fehlt vollständig. Seine Eigenschaften erinnern am meisten an die hellröthlichen Augite der Augitporphyrite und Melaphyre.

Die an Stelle der Augite tretende Hornblende ist stark pleochroitisch mit Farben, welche zwischen hellgrün und bräunlichgrün wechseln. Zuweilen und besonders in den epidotreichen Gesteinen beobachtet man auch Farben, welche einen Stich in's Bläuliche haben. Sie bildet Stengel oder Fasern, welche meistens ganz parallel angeordnet sind und mit dem ursprünglichen Augit die Hauptaxe und die Symmetrieaxe gemeinsam haben. Auch alle Zwillingsbildungen des ursprünglichen Augites sind in diesen Uralitpseudomorphosen wieder zu erkennen. Der Parallelismus der Hornblende findet indessen auch sehr erhebliche Störungen, die zuweilen mit undulöser Auslöschung verbunden ist. Auch findet man nicht selten in den grossen Krystallen Büschel von kleineren Hornblendefasern, die ganz unregelmässig angeordnet sind.

Sehr oft beobachtet man, dass die Uralitstengel auch ausserhalb der Grenzen des Krystalls, besonders an ihren Enden, fortgewachsen sind, wobei entweder kleinere, Protuberanzen ähnliche Bildungen, oder auch lange Fransen, welche den Krystall umsäumen, entstehen (s. Taf. IV, Fig. 2). Doch ist die Grenze des ursprünglichen Krystalls stets gut zu erkennen und wird oft durch Reihen von kleinen Titanitkörnern noch schärfer hervorgehoben. Zuweilen hat aber auch ein Theil des ursprünglichen Krystalls eine zerfetzte Beschaffenheit, indem er sich in verschiedene, durch Quarz getrennte Lappen zertheilt. Auch kommen andere Inhomogenitäten vor, welche in kleinen Einschlüssen von Titanit, Biotit, Epidot, Feldspath und Kalkspath bestehen. Durch die Anordnung der Titaniteinschlüsse ist zuweilen ein deutlicher zonarer Bau angedeutet.

Der Plagioklas, welcher oft schon makroskopisch in Form kleiner weisslicher Flecken hervortritt, bildet, wo er gut erhalten ist, breit tafelförmige, nach dem Albit- und Periklingesetze verzwillingte Individuen, welche oft auch knäuelförmige Durchwachsungen bilden. An solchen Schnitten, welche eine zur Zwillingsgrenze symmetrische Lage der Auslöschungsrichtungen besassen, wurden

Werte zwischen 20 und 30° erhalten. Er scheint daher zum Labrador oder Bytownit zugehören. Zonarer Bau wird zuweilen beobachtet, ist aber gewöhnlich nicht sehr ausgeprägt. Wenn man denselben als eine isomorphe Schichtung erklärt, muss man annehmen, dass die äussersten Schichten ein wenig saurer als die inneren sind. Diese Feldspathe lassen zahlreiche auf mechanischer Einwirkung beruhende Veränderungen, wie Knickungen, Biegungen, unregelmässigen Verlauf der Zwillingslamellen etc. erkennen; dieselben sind ferner meistens innig durchdrungen von secundären Mineralien, wie Hornblendenadeln und Biotitschüppchen, und lassen dadurch ihre primäre Natur unzweifelhaft erkennen.

Diese grösseren Feldspathleisten zeigen nun alle Stadien der Umwandlung in ein recht grobkrystallines Gemisch von Epidot und Zoisit, von welchen letzterer gewöhnlich reichlicher vorkommt. Dieselben Mineralien treten weit spärlicher ausserhalb der Feldspathe und hier meistens als Ausfüllungsmasse von Spalten oder Höhlungen auf.

Zwischen den grösseren Plagioklasen findet man in den schwächer veränderten Gesteinen nicht selten ganz schmale Leistchen desselben Minerals, welche einer zweiten Generation angehören dürften. Sie bilden oft einfache Zwillinge nach dem Albitgesetze.

Auch tritt zuweilen Plagioklas in der Form von ganz wasserhellen, allotriomorphen Körnern auf, deren secundäre Natur aus dem Auftreten sehr deutlich hervorgeht. Sie zeigen relativ selten Zwillingsstreifung und dürften wohl einem alkalireichen Feldspath angehören.

Der grösste Theil des Raumes zwischen den Plagioklastafeln wird von regellos liegenden, kleinen Stengeln und Nadeln von strahlsteinartiger Hornblende eingenommen. Die secundäre Natur derselben geht aus ihrer grossen Aehnlichkeit mit den aus den porphyrischen Augitkrystallen gebildeten Uraliten und aus dem gelegentlichen Auftreten auf Spalten im Gesteine oder in den anderen Mineralien mit grosser Wahrscheinlichkeit hervor.

Für das eventuelle Vorkommen von primärer Hornblende, welches natürlich hierdurch nicht ausgeschlossen wäre, liegen keinerlei Gründe vor.

In den meisten Gesteinen findet man in den kleineren Actinolithstengeln keine Spur von dem ursprünglichen Augit. Nur in

einem Gesteine, welches im südlichen Tammela am Südrande der Karte am grossen Torro-moore vorkommt, ist der Augit zwar nicht in den porphyrischen Einsprenglingen, aber in der Grundmasse vorhanden. Er bildet hier recht grosse Körner, welche den Raum zwischen den Plagioklaskrystallen zum grössten Theil ausfüllen. Ein Theil von diesem Augit, welcher hier eine lichtgrünliche Farbe besitzt, ist ebenfalls in Uralit umgewandelt.

Zwischen den Hornblendenadeln treten gewöhnlich auch kleine, stark pleochroitische Blättchen von Biotit auf und bilden meistens Haufwerke (s. Taf. IV, Fig. 1, rechts), welche zuweilen deutliche Krystallbegrenzung zeigen, so dass man keinen Zweifel darüber hegen kann, dass sie Pseudomorphosen nach einem jetzt völlig umgewandelten Minerale sind. Das Auftreten in einem ursprünglich augitreichen Porphyritgesteine und die chemische Beschaffenheit und Form der Pseudomorphosen liessen mit einiger Sicherheit auf Olivin als das ursprüngliche Mineral schliessen. [1]) Wo die Krystallbegrenzung gut erhalten ist, beobachtet man nämlich immer Formen, welche an die für den eingewachsenen Olivin so charakteristischen, theils sechsseitigen, theils oktogonalen Durchschnitte erinnern, die meistens durch die Flächen 110 . 021 . 010, zuweilen auch durch das Vorherrschen der pinakoidalen Flächen bedingt werden. In diesen Pseudomorphosen treten zusammen mit dem Biotit auch oft Strahlstein, Epidot, Eisenerze und Quarz auf, welch letzterer auch zuweilen allein für sich die Pseudomorphosen bildet. In der Anordnung dieser Gemengtheile und besonders des Eisenerzes ist zuweilen eine Andeutung der für den theilweise zersetzten Olivin charakteristischen Maschenstructur zu erkennen.

In einigen Gesteinen, besonders in den östlichen Theilen des grossen Gebietes, hat sich der Biotit in Chlorit umgewandelt. Nur relativ selten scheint dieses Mineral als Umwandlungsproduct von Hornblende aufzutreten.

Die opaken Erzmineralien sind in wechselnder Menge vorhanden. Meistens sind sie sehr spärlich oder fehlen sogar gänzlich, so dass eine blasse, gleichmässig lichtgrüne Farbe der Dünnschliffe charakteristisch für diese Gesteinsreihe ist. Ein Theil der Erzkörner, welche eine rein schwarze oder bläuliche Oberflächenfarbe und rund-

[1]) Die Umwandlung des Olivines in Biotit beschrieb schon H. B. v. Foullon (Ueber Eruptivgesteine von Recoaro. Diese Zeitschrift, Bd. II, pag. 481—484).

liche oder lappige Formen besitzen, scheinen entschieden secundärer Entstehung zu sein. Sie liegen gewöhnlich unter den übrigen Gemengtheilen unregelmässig zerstreut, gleichwie ausgesät, und scheinen theils aus Magnetit, theils aus dessen Umwandlungsproduct (Eisenoxydhydrat) zu bestehen. Nur selten kommen kleine Würfel von Schwefelkies in diesen Gesteinen vor. Jenes Erz, welches ursprünglich am reichlichsten im Gestein vorhanden war, welches allerdings gegenwärtig meistens in Pseudomorphosen auftritt, scheint Titaneisen gewesen zu sein. An seine Stelle ist Titanit getreten, der meist auch deutlich krystallinisch ist, seltener so feinkörnig, dass man an Leukoxen erinnert wird. Auch wenn die opaken Kernpartien des primären Erzminerals in diesen Titanitanhäufungen fehlen, ist ihre regelmässige Vertheilung zwischen den übrigen Gemengtheilen noch dieselbe geblieben.

Unter den zweifellos secundären Gemengtheilen sind nur noch der Quarz und der Kalkspath zu nennen. Beide treten besonders gern als Ausfüllungsmasse von Hohlräumen oder Spalten auf.

Aus dieser Schilderung dürfte somit hervorgehen, dass das Gestein ursprünglich aus idiomorphen Krystallen von Augit, wahrscheinlich auch Olivin, Plagioklas und Titaneisen bestanden hat, welche in einer hauptsächlich aus Augit und Plagioklas bestehenden Grundmasse lagen. Hiernach würde die ursprüngliche Beschaffenheit des Gesteins mit einem Melaphyr oder Basalt übereinstimmen.

Mit dieser Annahme stimmt auch die Analyse überein, welche von Dr. Forsberg an einem typischen, epidotfreien Gesteine aus der Gegend von Pikonkorpi, in der südlichsten Ecke des grossen Gebietes ausgeführt wurde, und welche zu folgenden Zahlen geführt hat:

SiO_2	48·64
Al_2O_3	11·68
Fe_2O_3	10·57
FeO	6·31
MnO	0·39
MgO	6·78
CaO	10·88
Na_2O	2·90
K_2O	1·01
H_2O	1·02
Summa	100·18

Die Uebereinstimmung dieser Zahlen mit denen vieler Melaphyre und Basalte ist eine vollständige und wegen der grossen Gleichmässigkeit im mineralischen Bestande dieser Gesteine darf man annehmen, dass der Mehrzahl von ihnen eine entsprechende Zusammensetzung zukommt; nur gelegentlich dürfte eine locale Anreicherung an Epidot und Zoisit oder an Alkalifeldspath eine Abweichung von der obigen Zusammensetzung ergeben.

Wenn nun auch in dem Mineralbestande dieser Gesteine eine gewisse Einförmigkeit nicht zu verkennen ist, so weisen die Structuren besonders dort, wo die secundären Processe noch nicht so nivellirend eingewirkt haben, darauf hin, dass ursprünglich etwas verschieden ausgebildete Varietäten vorgelegen haben. Diese Unterschiede zeigen sich besonders in der Ausbildung der Grundmasse. Man findet nämlich einerseits eine mehr breitstengelige oder körnige Ausbildungsform des Uralits, welche darauf schliessen liess, dass die Grundmasse hier ursprünglich eine relativ grobkrystalline war, was auch an dem Gesteine, wo der Augit in der Grundmasse noch erhalten ist, direct nachweisbar ist.

In anderen Gesteinen werden dagegen die Actinolithnadeln in der Grundmasse immer feiner und ihre Verwebung mit den übrigen Gemengtheilen immer inniger, so dass die Grundmasse bei schwächeren Vergrösserungen beinahe dicht aussieht. Es ist daher nicht unwahrscheinlich, dass in diesen Fällen die Grundmasse ursprünglich glasführend war. Diese Annahme wird auch durch mehrere, später zu erwähnende Beobachtungen bestätigt.

Die Unterschiede, welche nicht auf der primären Beschaffenheit, sondern auf secundären Veränderungen beruhen, sind meistens auch sehr geringfügig und äussern sich hauptsächlich nur darin, dass bald dieser, bald jener von den im Vorigen beschriebenen Umwandlungsvorgängen mehr in den Vordergrund tritt, oder dass die ganze Umwandlung mehr oder weniger weit vorgeschritten ist. Bald sind die äusseren Conturen der verschiedenen, als Einsprenglinge auftretenden Mineralien überall gut erhalten und hat die Structur dann noch einen regelmässigen Charakter, welcher nicht allzuviel von demjenigen der unverwandelten Porphyritgesteine abweicht. Bald geht die Selbständigkeit der Plagioklasleisten allmählich mehr verloren, indem sie von den eingewanderten, kreuz und quer liegenden Actinolithnadeln und Biotitschüppchen erfüllt werden. Da gleich-

zeitig auch die Titanitkörner sich über den ganzen Dünnschliff verbreiten, ist der Charakter der Regellosigkeit vorherrschend (s. Taf. IV, Fig. 1 und 2). Diese Ausbildung ist die am häufigsten anzutreffende.

Noch mehr verändert sich der Gesteinscharakter, wenn zu allen diesen Umwandlungen, welche hauptsächlich chemischer Art sind, starke mechanische Veränderungen hinzutreten und dadurch der in den jetzt beschriebenen Gesteinen vorwiegende massige Charakter in eine schieferige Ausbildung übergeht. Man findet hier alle Uebergänge von beinahe vollständig massigen zu sehr ausgeprägt schieferigen Gesteinen. Im Anfang bleiben noch die grösseren Uralitkrystalle ganz unverändert, während die übrigen Mineralien allmählich stärker ausgequetscht werden. Die Actinolithstengel in der Grundmasse reihen sich parallel an einander an, die Plagioklase werden zuerst in mehrere Theile zerdrückt, dann allmählich zu linsenförmigen, mit Neubildungen reichlich erfüllten Aggregaten ausgezogen; die Biotit- und Titanitanhäufungen werden streifenförmig verlängert. Zugleich entstehen auch deutliche, durch alle die verschiedenen Gemengtheile hindurch ziehende Quetschzonen. In einem weiteren Stadium der Metamorphose werden auch die porphyrischen Uralitkrystalle von denselben Veränderungen betroffen, indem sie zuerst gekrümmt oder abgerundet, dann in mehrere Stückchen zerspalten, endlich durch die Verschiebung der einzelnen Stengeln gegen einander zu linsenförmigen Streifen, an denen man doch an der einen Seite noch oft die ursprüngliche Krystallkante gut erkennen kann, ausgequetscht werden (vergl. Taf. IV, Fig. 4 und 5). Je mehr die mechanischen Veränderungen überhand nehmen, desto reichlicher stellen sich auch Neubildungen von Quarz, Alkalifeldspath, Epidot und Kalkspath ein, welche sich theils auf den Quetschzonen oder an klaffenden Oeffnungen beiderseits der Uralitkrystalle angesiedelt haben, theils auch die ganze Masse des Gesteins erfüllen, wobei dieses oft ein den Grünschiefern ähnliches Aussehen erhält.

Am besten sind diese Veränderungen in einem Felsen zu studiren, welcher sich östlich von dem Dorfe Luolais, am Exercirplatz von Parola, im Kirchspiele Hattula, im östlichen Theile der grossen Porphyritzone, befindet. Auf dieses Gestein beziehen sich auch die eben erwähnten Abbildungen. Auch in der Mitte derselben Zone trifft man

bei dem Försterhause Haavisto ein eben so stark verändertes Gestein, in welchem man ausser der gewöhnlichen Druckschieferung noch eine auf der Parallelanordnung der feinen Hornblendenadeln beruhende Parallelstructur sieht, welche die erstere unter einem spitzen Winkel schneidet und wahrscheinlich auf Torsion zurückzuführen ist.

Ein ebensolches, stark schieferiges Gestein, welches südwestlich von dem Dorfe Wuorentaka in Hattula, ausserhalb der Südgrenze des östlichsten Theils des grossen Gebietes einen nur 1 Meter breiten, scharf begrenzten Lagergang im Phyllit bildet, ist deshalb von Interesse, weil seine Structur mit derjenigen eines sedimentären Schiefers grosse Aehnlichkeit zeigt. Das Vorkommen von trotz der starken Veränderung gut erkennbaren porphyrischen Uraliten (Taf. IV, Fig. 6) zeigt doch deutlich, dass wir es auch hier mit einer sehr stark umgewandelten Varietät der Uralitporphyrite zu thun haben.

Der jetzt geschilderte echte Uralitporphyrit findet unter den verschiedenen Varietäten dieser Gesteinsreihe die weitaus grösste Verbreitung. In den östlichsten Theilen der grossen Zone ist er fast allein herrschend und ebenso auch in dem Zipfel südlich der Kirche von Kalvola. In den mittleren Partien des Gebiets nimmt er die centralen Theile ein und ist besonders in der Gegend von Pikonkorpi und Torajärvi, wo die Zone ihre grösste Breite hat, sehr verbreitet; ausserdem findet er sich in einem kleinen, von der Hauptzone getrennten Gebiete, welches nördlich von der erwähnten Stelle liegt; dort herrscht er fast ausschliesslich. Endlich tritt er auch an mehreren Stellen in den westlichen Theilen der Karte auf, theils innerhalb der grossen Zone, theils ausserhalb derselben in zerstreut liegenden, meistens ganz kleinen Gebieten.

Plagioklasporphyrite.

In engem Verbande mit den eigentlichen Uralitporphyriten treten Gesteine auf, von denen die meisten sich nur dadurch von jenem Haupttypus unterscheiden, dass die porphyrischen Uralitkrystalle und gleichzeitig auch die Olivinpseudomorphosen in ihnen stark zurücktreten oder vollständig verschwinden und hauptsächlich nur die Plagioklase als Einsprenglinge auftreten, die auch meistens nur mikroskopisch wahrnehmbar sind. Diese Gesteine, welche man

als feinkörnige Plagioklasporphyrite bezeichnen kann, kommen hauptsächlich an den mittleren Rändern der grossen Porphyritzone vor.

In der Gegend von Raito in den westlichsten Theilen der genannten Zone treten Gesteine derselben Art auf, welche durch eine rein graue Farbe gekennzeichnet sind und deren Plagioklaseinsprenglinge schon makroskopisch wahrnehmbar werden, aber doch selten eine Länge von 4 Millimetern überschreiten. Die Beschaffenheit und Formenausbildung dieser Plagioklase sind ganz dieselben wie in den Uralitporphyriten, und meistens sind auch Augitkrystalle, welche oft nur theilweise uralitisirt sind, in geringer Menge vorhanden (Taf. IV, Fig. 3). Die Titaneisenpseudomorphosen, deren Formen oft gut erhalten sind, werden zuweilen von den übrigen Gemengtheilen eingeschlossen. Die Grundmasse, worin die schmalen Plagioklasleistchen zweiter Generation oft sehr gut zu erkennen sind, ist vorwiegend recht feinkörnig und scheint in diesem Falle ursprünglich hyalopilitisch gewesen zu sein.

Mandelsteine.

Sowohl die eigentlichen Uralitporphyrite, wie besonders die Plagioklasporphyrite der ersten Gruppe sind häufig als Mandelsteine ausgebildet. Solche kommen besonders in der Nähe von Raito in den westlichsten Theilen der Porphyritzone und auch in der Gegend nordwestlich von Koijärvi, 5 Kilometer im Osten von der letztgenannten Stelle vor. Die oft sehr dicht liegenden, langgezogenen, rundlichen Mandeln sind meistens mit Quarz und Epidot oder Zoisit erfüllt, von denen letztere oft radial geordnete Krystallsäulchen bilden, deren Enden in die in der Mitte liegende reine Quarzmasse hineinragen. Zuweilen findet sich auch Plagioklas als Ausfüllungsmasse; derselbe ist alsdann in der ganzen Mandel gleich orientirt und umschliesst kleine Partien von Quarz und Stengel von Hornblende und Epidot. Die Länge dieser Mandeln schwankt zwischen 1 und 3 Centimeter.

In mehreren Beziehungen interessante Erscheinungen zeigen die Mandelsteine, welche in den östlichsten Theilen der Porphyritzone, nahe an deren Nordrande, besonders auf dem Berge Ilveskallio bei Nihattula und in zwei kleinen Felsen auf dem Exercirplatz von Parola (Südwest von der Kirche Hattula) vorkommen (siehe die Karte). Die scharf begrenzten Mandelräume, welche auch hier wie an dem letztgenannten Orte, theils in einem feinkörnigen Plagioklasporphyrit,

theils in einem Uralitporphyrit liegen, haben meistens eine kurz-ellipsoidische Gestalt und erreichen oft eine sehr bedeutende Grösse, bis 20 Centimeter und darüber in der Länge. Sie sind meistens mit einem feinkörnigen Gemenge aus Epidot und Quarz, zum Theil auch mit reinem Quarz erfüllt. (In der untenstehenden Fig. 1 stellen die schraffirten Stellen das epidotreiche Gemenge, die weissen den Quarz vor.) Letzterer tritt auch oft als Ausfüllungsmasse in feinen Spalten auf, welche die Mandeln durchsetzen und ausserhalb derselben in dem umgebenden Gestein bald enden (Fig. 1 und 2). Diese Spalten sind unzweifelhaft nach der Ausfüllung der Mandeln durch den Gebirgsdruck hervorgebracht worden.

Fig. 1.

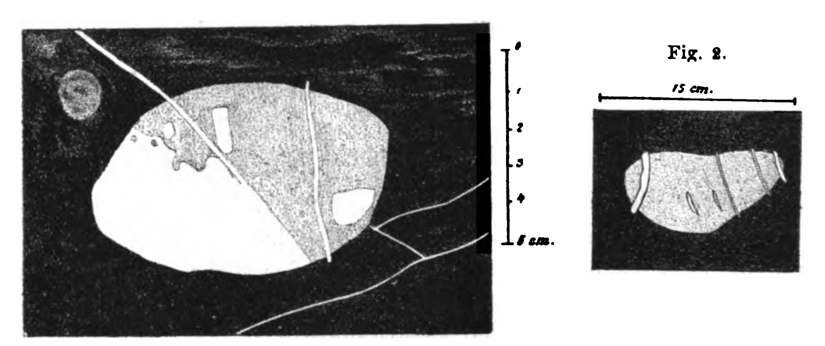


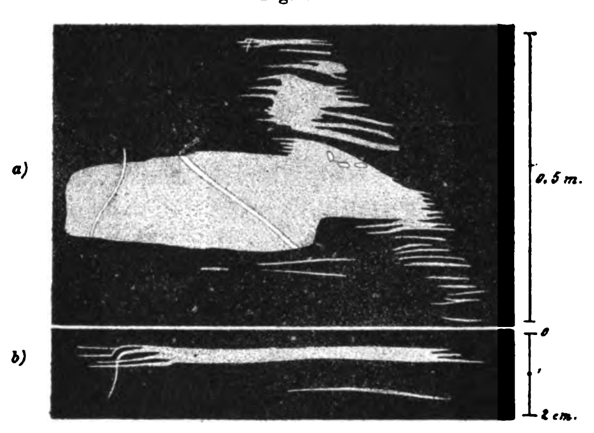
Fig. 2.

Es gibt aber in Ilveskallio auch andere, von dem umgebenden Gesteine ebenfalls scharf abgegrenzte Partien von einem feinkörnigen Gemenge von Epidot und Quarz, welche nur zum Theil noch rundlich begrenzte, zuweilen bis 70 Centimeter messende Körper, zum Theil aber lange zackenartige Ausläufer von denselben, die der Parallelstructur des Gesteins folgen, bilden. Fig. 3*a* zeigt einen Theil einer solchen Partie, Fig. 3*b* eine der Einzelheiten derselben in grösserem Maasstabe. Auch in diesem Falle dürften wohl primäre Hohlräume irgend welcher Art die erste Veranlassung zu derartigen Bildungen gegeben haben.

Beiläufig erwähnt kommt dasselbe Gemenge von Epidot und Quarz ausser in diesen scharf begrenzten Hohlraum- und Spaltenausfüllungen auch oft als undeutlich hervortretende Flecken vor, welche nur als stärker veränderte Theile des Gesteins selbst anzusehen sind.

Das Vorkommen der Mandelsteine ist deshalb von besonderem Interesse, weil es die effusive Natur dieser Gesteine ausser Zweifel setzt. Zugleich sind die Mandeln ein Beweis dafür, dass hier ursprünglich Glasmasse, wenn auch in geringen Mengen, vorhanden war, da die scharfe Begrenzung der Mandeln gegen das umgebende Gestein kaum anders als durch das einstmalige Vorhandensein einer, wenn auch dünnen Glashaut erklärt werden kann und auch die Bildung der Blasenräume in vollständig krystallisirten Magmen nicht beobachtet worden ist.

Fig. 3.



Primärgänge und Primärbreccien.

Wie schon erwähnt, sind die in dem Vorigen beschriebenen Gesteinsvarietäten durch zahlreiche Uebergänge mit einander verbunden; doch beobachtet man auch nicht selten scharfe Grenzen zwischen den verschiedenen Abarten.

So findet man z. B. in der Gegend südöstlich von Urtamojärvi in Urjala einen Felsen, welcher aus einem Gesteine mit sehr dicht liegenden Uralitkrystallen besteht und von einem 10 Centimeter breiten, scharf begrenzten Gange eines Gesteins durchsetzt wird, welches sich nur durch das Fehlen dieser Krystalle von dem vorigen unterscheidet. Solche Erscheinungen sind auch an anderen Stellen beobachtet worden; ich fasse dieselben als Primärgänge auf, d. h. als Gänge, welche stofflich und zeitlich dem umschliessenden

Gesteine ganz nahe stehen und aus demselben Magma wie dieses entstanden sind.

Noch häufiger findet man, dass die Varietät mit makroskopisch wahrnehmbaren Einsprenglingen Einschlüsse in einer feinkörnigen Varietät bildet, wodurch breccienähnliche Gesteine entstehen, welche aber leicht von anderen Breccien secundärer Bildung, die auch hier mehrorts vorkommen, zu unterscheiden sind und welche als primäre oder Eruptivbreccien aufgefasst werden müssen.

Fig. 4.

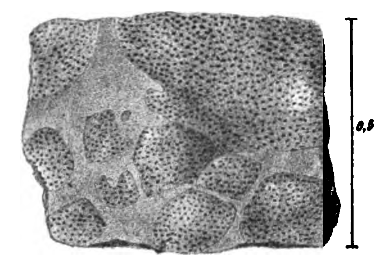
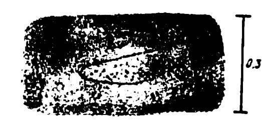


Fig. 4 gibt mit etwas schematisirter Deutlichkeit eine solche Primärbreccie wieder, die einen losen, scharfkantigen Block auf dem Berge Ilveskallio in Hattula bildet. Die Grenze zwischen den Theilen, welche zahlreiche Uralitkrystalle enthalten, und denen, in welchen sie fehlen, sind sowohl für das blosse Auge, wie mikroskopisch vollständig scharf zu erkennen. Die Structur ist in beiden sehr wenig verändert.

Sehr häufig kommen solche breccienartige Gesteine im südlichsten Theil der grossen Zone vor. Die Formen der Einschlüsse, welche eine Grösse von einigen Decimetern erreichen, sind bald scharfeckig, oft auf der einen Seite spitz ausgezogen, bald mehr oder weniger abgerundet. Die Grenzen sind zuweilen scharf, zuweilen aber auch so unbestimmt, dass die Varietäten ganz allmählich in einander übergehen (Fig. 5).

Fig. 5.



Die Entstehung dieser Primärbreccien ist wohl so zu erklären, dass bei wiederholten Eruptionen neue Magmamengen die schon erstarrten Theile zersplitterten und umhüllten.

Die Breccie von Kokonjärvi.

Hier müssen wir die Beschreibung eines Gesteines einschalten, welches mit den Eruptivbreccien eine gewisse Verwandtschaft zeigt, seiner Entstehung nach aber von ihnen recht verschieden sein dürfte. Dieses Gestein bildet einen isolirten Felsen innerhalb der grossen

Porphyritzone südlich von dem See Kokonjärvi in Urjala. Die Stelle ist auf der Karte mit einem Stern bezeichnet.

Dieser Fels besteht zum grossen Theil aus zahlreichen, scharfeckigen, ihrer Natur nach sehr mannigfaltigen Gesteinsfragmenten, welche grösstentheils zu der bis jetzt abgehandelten Gesteinsreihe gehören; dieselben werden von einer oft recht spärlichen dunklen Masse verkittet.

Die Mehrzahl dieser Fragmente besteht aus Plagioklasporphyrit, dessen Primärstructur und ursprünglicher Mineralbestand hier oft auffallend gut erhalten sind. Die structurelle Ausbildung ist eine sehr mannigfaltige, indem einige mit den pag. 110 geschilderten Plagioklasporphyriten völlig übereinstimmen, andere dagegen, welche am Nordrande des Felsens in Fragmenten von mehreren Cubikmetern vorkommen, durch ihre bis 3 Centimeter langen, an den Enden gabelförmig verzweigten, porphyrischen Labradortafeln charakterisirt sind, welche in einem feinkörnigen, holokrystallinischen Gemenge von zuweilen fluidal geordneten, kleinen Plagioklastafeln derselben Form und allotriomorphen Körnern von Hornblende (Uralit) nebst kleinen Titanitkörnern liegen (Taf. V, Fig. 2). Endlich nehmen in anderen die Plagioklase nadelförmige Gestalt an und die Structur scheint dabei in eine pilotaxitische (Taf. V, Fig. 3) und hyalopilitische überzugehen.

Neben diesen Fragmenten von Plagioklasporphyriten kommen zunächst solche von einem Gesteine vor, welches aus einer dunklen, auch bei schwacher Vergrösserung ganz dichten Masse besteht, in welcher nur vereinzelte Krystalle von Plagioklas und Augit (beziehungsweise Uralit) oder Titaneisenanhäufungen sich vorfinden, die zuweilen in Streifen angeordnet sind. Bei der Anwendung starker Vergrösserungen löst sich die dunkle Masse meistens in ein Aggregat von winzig kleinen Nädelchen und Schüppchen von Hornblende, Chlorit und wasserhellen Körnern auf, welche wahrscheinlich aus Plagioklas bestehen. Es gibt aber auch Fragmente dieser Art, in welchen man überhaupt keine deutlichen Mineralpartikelchen, sondern nur eine dunkle, zwischen gekreuzten Nicols nur stellenweise sich schwach aufhellende Masse erkennt. Es scheint mir, dass in diesen Stückchen (Taf. V, Fig. 4) noch eine Glasmasse vorliegt, welche nur hier und da nicht näher bestimmbare, wahrscheinlich kaolinartige Entglasungsproducte enthält, während die von den win-

zigen Mineralpartikelchen erfüllten ähnlichen Gesteinsstückchen als durch Neubildungen entglaste, vielleicht schon ursprünglich mikrolithenreiche Gläser zu betrachten sein dürften.

Neben diesen Fragmenten, die ich als Eruptivgesteine glaube ansprechen zu dürfen, werden aber auch langgezogene, recht grosse Einschlüsse eines ebenfalls dichten Gesteines beobachtet, welches eine sehr deutliche Parallelstructur besitzt, die quer gegen die Grenzen des umgebenden Gesteines gerichtet ist und sich nicht in dieses fortsetzt. Diese Parallelstructur war also schon vor der Einhüllung durch das Eruptivgestein vorhanden und lässt sich am ehesten auf einen Schiefer zurückführen.

Auch die Kalkbestimmung, welche freundlichst von Herrn Berghell ausgeführt wurde und 1·94 Procent CaO ergab, lässt keine Verwandtschaft zu den übrigen Eruptivgesteinen dieser Gegend erkennen, und da auch die sonstige mikroskopische Beschaffenheit an Adinole vielfach erinnert, so ist es wohl möglich, dass wir in diesen Einschlüssen Bruchstücke von Thonschiefern zu erkennen haben, welche durch die umhüllenden Eruptivgesteine metamorphosirt worden sind.

Endlich gibt es unter diesen so mannigfachen Fragmenten auch solche, welche einer etwas saureren Gruppe angehören. Diese Gesteine, welche sich von den vorigen durch ihre lichtgraue, beinahe weissliche Farbe unterscheiden, bestehen überwiegend aus Feldspath, und zwar Plagioklas, welcher in zwei Generationen vorkommt.

Die Plagioklaseinsprenglinge, welche, wie es scheint, aus Labrador oder Andesin bestehen, bilden breit tafelförmige Krystalle von einer Grösse, welche im Allgemeinen zwischen 2:4 und 0·5:1 Millimeter schwankt, und welche Viellinge nach dem Albitgesetze mit spärlichen breiten Lamellen oder auch einfache Krystalle bilden.

Neben den Plagioklasen kommen als Gemengtheile erster Generation zuweilen spärliche, schlanke Säulchen einer theils grünen, meistens aber braunen primären Hornblende vor, welche sich als solche durch ihre idiomorphe Begrenzung und ihren durch den Wechsel von helleren und dunkleren Schichten hervorgerufenen zonaren Bau documentirt, welche in einer Pseudomorphose nicht in solcher Schönheit sich hätte erhalten können. Diese Krystalle zeigen Einbuchtungen, welche durch Corrosion zu erklären sein dürften.

Titaneisenkrystalle, welche theilweise in Titanit umgewandelt sind, kommen auch in spärlicher Menge als Einsprenglinge vor.

Anhäufungen von Quarzkörnern oder Quarz mit Epidot, Chlorit und Hornblende, welche theils rundlich, theils sechsseitig begrenzt sind, sind secundärer Entstehung, da sie keine Spur von Druckerscheinungen zeigen und dürften entweder als Ausfüllungen von alten Mandelräumen oder als Pseudomorphosen nach einem völlig verschwundenen Minerale zu erklären sein.

Die Grundmasse besteht hauptsächlich nur aus Plagioklas, welcher entweder dicht gedrängte, schmale, oft fluidal angeordnete Leistchen bildet und zu einer typischen trachytoiden Structur führt (Taf. V, Fig. 5, rechts) oder neben den Leistchen zahlreiche hypidiomorphe Körner bildet (links, angegebene Figur), oder schliesslich in Sphärokrystallen auftritt, welche meistens ein sehr deutliches Interferenzkreuz zeigen und oft die ganze Grundmasse erfüllen, wobei sie gern an die porphyrischen Krystalle angewachsen sind. Das Korn dieser Grundmasse wird auch zuweilen sehr fein, wobei die Einsprenglinge gleichzeitig zurücktreten und fluidale Erscheinungen noch auffallender hervortreten. Diese Gesteine scheinen allerdings ursprünglich vitrophyrisch ausgebildet gewesen zu sein.

Auch in diesen saureren, feinkörnigen bis dichten Gesteinen treten Neubildungen von Epidot und wasserhellem Plagioklas auf, die zuweilen so reichlich vorhanden sind, dass die Primärstructur dadurch ganz verschleiert wird.

In ihrem ursprünglichen Zustande dürften diese Gesteine mit den feldspathreichen Andesiten vollständig übereingestimmt haben.

Beiläufig möge hier erwähnt werden, dass ein Gestein, welches eine mit derjenigen der zuletzt geschilderten vollständig übereinstimmende Primärbeschaffenheit gehabt haben dürfte, jetzt aber stark mechanisch zertrümmert ist, auch in recht grosser Menge unter den Fragmenten vorkommt, welche die in der Einleitung erwähnte und auf der Karte angegebene Reibungsbreccie am Nordrande der Porphyritzone, südwestlich von der Kirche Kalvola, zusammensetzen. Auch in den benachbarten Gegenden, besonders nordöstlich von der Stadt Tammerfors, kommen ähnliche, oft sehr gut erhaltene und schön fluidalstruirte Gesteine von andesitischem Charakter vor.

Nebst den Fragmenten von allen diesen verschiedenen Gesteinsvarietäten kommen in der genannten Breccie auch lose Krystalle von Uralit und Plagioklas und Biotitanhäufungen vor, welche letztere wahrscheinlich umgewandelte Olivinknollen sind.

Die mannigfaltige Beschaffenheit und die meistens scharfsplitterigen (Taf. V, Fig. 4 und 5), seltener eigenthümlich fetzigen Formen (Taf. V, Fig. 3) der Mehrzahl dieser Einschlüsse, welche beinahe alle als Abarten einer Reihe genetisch zusammengehöriger Eruptivgesteine aufgefasst werden können, macht es überaus wahrscheinlich, dass sie ursprünglich ein loses Haufwerk von vulkanischen Auswürflingen gebildet haben, welches durch die bei Gasexplosionen erfolgte Zertrümmerung der schon erstarrten Theile entstand.

Der zwischen diesen Fragmenten liegende Kitt ist meistens nur sehr spärlich vorhanden und besteht dann aus einer sehr feinkörnigen Masse, welche der Hauptsache nach dieselbe Mineralbeschaffenheit wie die feinkörnigen Gesteinsfragmente besitzt.

In anderen Theilen desselben Felsens findet man aber auch einen typischen Uralitporphyrit, welcher wohl durch die Erstarrung eines über das lose Haufwerk später ergossenen Magmas entstanden ist. Dasselbe Gestein tritt auch in der Umgegend auf.

In ihrer Gesammtheit sind die jetzt beschriebenen Erscheinungen ein deutlicher Beweis für eine rein vulkanische Thätigkeit schon während dieser frühen Periode.

Feinkörnige und dichte Magma (?) -Gesteine.

Die Gesteine der folgenden Abtheilung zeichnen sich durch ihr feines bis dichtes Korn, ihre meistens dunkelgraue, zuweilen in's Grünliche gehende Farbe, welche in den oberen Theilen der Felsen oft in eine weissliche übergeht, und durch ihren scharf splitterigen Bruch von den vorigen aus. Am meisten äussere Aehnlichkeit haben sie mit Hälleflinten, von denen sie sich aber durch die öfter fehlende Parallelstructur und die viel basischere Zusammensetzung unterscheiden.

Bei der Mehrzahl dieser dichten Gesteine löst sich bei Anwendung starker Vergrösserungen die Masse in ein Aggregat von

Hornblendenadeln und Biotitschüppchen, Epidot-, Zoisit- und Titanitkörnern und wasserhellen, wahrscheinlich aus Feldspath bestehenden Körnchen auf. Kleine Turmalinsäulchen sind nur sehr selten vorhanden. Biotit und Hornblende treten vicariirend für einander auf, so dass bald der eine, bald der andere Gemengtheil vorherrscht oder allein vorhanden ist. Nicht selten kommen auch idiomorphe kleine Einsprenglinge von grösstentheils uralitisirtem Augit, Titaneisen in Pseudomorphosen und Plagioklas (s. Taf. V, Fig. 1) vor, welcher letztere oft auch ganz schmale, dann meistens zerbrochene Täfelchen bildet. Die makroskopisch wahrnehmbare Parallelstructur, welche zuweilen in diesen Gesteinen vorkommt, dürfte wohl als eine Folge mechanischer Einwirkung aufgefasst werden können. Auch den anscheinend schichtenförmigen Aufbau aus epidotreichen, lichtgrünlichen und epidotarmen, dunkleren Lagen, wie er an einem Vorkommen südlich vom See Koijärvi in Urjala beobachtet wird, möchte ich auf gleiche Weise erklären. Denn der unregelmässige, oft auskeilende Verlauf der einzelnen Lagen und das ganz locale Auftreten der Erscheinung in einem Gesteine, welches übrigens den vollständig massigen gleichkommt, lassen darauf schliessen, dass hier ein Fall von localisirter Mineralneubildung auf mehr oder weniger stark gequetschten Zonen, d. h. nur eine Pseudoschichtung, vorliegt.

Viel häufiger kommt eine andere, mit der zuletzt erwähnten verwandte Erscheinung vor, welche sich darin äussert, dass die Gesteine auch nur zum Theil in ihrer relativ schwach veränderten Beschaffenheit erhalten sind, theilweise aber und besonders in einander schiefwinklig kreuzenden Zonen, welche den Spaltflächen des Gesteins parallel gehen, eine durch reichlichere Einmengung von Quarz oder auch Kalkspath hervorgerufene lichtere Farbe besitzen. Diese hauptsächlich unter dem Mikroskope hervortretende Erscheinung dürfte wohl auch in einer durch Druck hervorgebrachten Zerklüftung und zonenweisen Zerdrückung des Gesteins und einer damit verbundenen Mineralneubildung ihre Ursache haben.

Die chemische Zusammensetzung eines Gesteins dieser Gruppe, aus der Gegend nordwestlich von Koijärvi in Urjala ist nach einer von Dr. Forsberg ausgeführten Analyse die folgende:

SiO_2	56·44
Al_2O_3	16·17
Fe_2O_3	7·72
FeO	3·00
MnO	0·30
MgO	2·02
CaO	10·13
Na_2O	1·17
K_2O	1·18
H_2O	2·37
Summa	100·50

Da nun noch der Plagioklas in diesem Gesteine grösstentheils in Epidot und Zoisit umgewandelt ist, und dieser Process nach den Untersuchungen von Lemberg[1]) und Schenck[2]) stets mit einer Zunahme an Kalk und Wegführung von Alkalien, meistens auch Kieselsäure verbunden ist, dürfte das ursprüngliche Gestein eine Zusammensetzung gehabt haben, welche einer kieselsäurereicheren Abart des melaphyrischen Magmas gleichkommt.

Erinnert man sich ferner, dass diese Gesteine, welche an einer Stelle recht deutlich entwickelte Mandelräume enthalten und in denen man zuweilen eine schwache Andeutung einer ehemaligen Fluidalstructur (vergl. Taf. V, Fig. 1) beobachtet, oft durch Uebergänge mit den porphyritischen Gesteinen, besonders mit den Plagioklasporphyriten, verbunden sind, so dürfte wohl daraus mit ziemlicher Sicherheit hervorgehen, dass sie grösstentheils zu derselben eruptiven Reihe gehören. Wegen der vollständigen Aehnlichkeit mit den von uns als Gläser oder Vitrophyre gedeuteten Einschlüssen in dem Brecciengesteine von Kokonjärvi wird es sehr wahrscheinlich, dass auch diese Gesteine ursprüngliche, zum Theil vielleicht mikrolithreiche Gläser gewesen sind. Doch kann man nicht die Möglichkeit leugnen, dass ein Theil dieser dichten Gesteine auch aus feinen Aschengemengtheilen der Eruptivgesteine gebildet sein könnte, dass sie also sehr feinkörnige Tuffe wären. Die Sache lässt sich vielleicht in der

[1]) J. Lemberg, Die Gebirgsarten der Insel Hochland. Archiv für die Naturk. v. Liv-, Esth- und Kurland. Ser. I, Bd. IV, pag. 185 u. 368. Dorpat 1868.

[2]) A. Schenck, Die Diabase des oberen Ruhrthals etc. Verh. naturh. Ver. Rheinl. u. Westph. 1884, pag. 45—48.

Zukunft durch Beobachtung an benachbarten Localitäten sicher entscheiden.

In den mittleren Theilen der Porphyritzone, wo diese dichten Gesteine nahe an den Grenzen vorkommen, kann man zuweilen deutlich beobachten, dass sie eine endogene Contactzone gegen die Gesteine des Liegenden bilden. Wie hier scheinen sie auch in den westlichen Theilen der Zone, wo sie in grösseren Massen (bis 15 Meter hohe und 100 Meter lange Felsen) auftreten, die untersten Theile der Porphyritdecke einzunehmen. Diese ist nämlich hier erheblich verschmälert, was wohl darauf beruht, dass die Erosion den grössten Theil derselben fortgeschafft hat.

Ganz local kommt in der Gegend südwestlich von Koijärvi in Urjala, östlich von der schmalsten Stelle der Porphyritzone, eine andere Varietät vor, welche sich von der vorigen makroskopisch durch ihre lichtere, mehr reingraue Farbe unterscheidet und welche eine etwas mehr sauere Beschaffenheit besitzt. Die betreffenden Gesteine bestehen, wo sie nicht stark verändert sind, überwiegend aus einem Aggregat von ganz feinkörnigem Plagioklas mit äusserst spärlichen Einsprenglingen desselben Minerals. Dieses Aggregat zeigt mikroskopisch oft eine eigenthümliche, moiréeartige Fleckigkeit, welche dadurch hervorgebracht ist, dass eine Menge ganz kleiner Körner oder Leistchen von Plagioklas von grösseren Körnern desselben Minerals eingeschlossen sind. In geringerer Menge kommen Biotit, zuweilen in winzigen hexagonalen Täfelchen, Hornblende, Epidot, Zoisit, Eisenerze, Turmalin oder neugebildeter Alkalifeldspath vor. Auch diese Gesteine, welche wohl ihrer Bildung nach den zuletzt erwähnten nahe stehen dürften, in ihrer magmatischen Zusammensetzung aber sich den pag. 116 beschriebenen „andesitartigen“ Gesteinen nähern, zeigen besonders deutlich die im Vorigen erwähnte Art der Umwandlung, welche wir auf ein zonenweises Zerdrücken und reichlichere Mineralneubildung bezogen haben. Nur tritt hier an Stelle von Quarz und Kalkspath Biotit und zuweilen Sericit auf.

In Zusammenhang mit den Eruptivgesteinen auftretende sedimentäre Schiefer.

Nahe an dem Orte, wo die letztgenannten Gesteine vorkommen, tritt auch in einigen kleinen Felsen ein grünlichgraues Gestein auf, welches in seinem Habitus den zuletzt geschilderten Gesteinen sehr

ähnelt, sich aber durch seine ausgeprägte und regelmässige Schieferung von ihnen unterscheidet.

Das Gestein besteht hauptsächlich aus parallel geordneten Blättern von braunem Biotit und schlanken Säulen von lichtgrüner Hornblende, nebst wasserhellen, eckig begrenzten Körnern, welche wohl theils aus Quarz, theils aus Plagioklas bestehen. Titanit und Epidot fehlen beinahe vollständig und auch Eisenerze sind nur sehr spärlich vorhanden. An einigen Orten kommen undeutlich begrenzte Körner eines chiastolithartigen Minerals vor.

Die Structur dieses Gesteins, in welchem die verschiedenen Gemengtheile scharf getrennte, meistens allotriomorphe Körner bilden, weicht von derjenigen der Porphyritgesteine vollständig ab. Dagegen zeigt sie mit derjenigen der älteren Phyllite dieser Gegend grosse Aehnlichkeit, obgleich wir hier die bei ihnen häufig zu beobachtende starke Faltung und Knickung der Glimmerlamellen vermissen und die ganze Art der Parallelstructur in ihrer Regelmässigkeit an eine solche erinnert, welche durch ursprüngliche Schichtung eingeleitet war.

Die Vermuthung, dass dieses Gestein als ein sedimentärer Phyllit zu deuten ist, ist für mich zur Ueberzeugung geworden, seitdem ich an anderer Stelle in der Gegend nördlich von der Stadt Tammerfors einen unter ganz ähnlichen Beziehungen zu anderen Gesteinen, aber in Wechsellagerung mit Tuffen und Conglomeraten auftretenden Phyllit beobachtet habe, der mit dem vorliegenden sehr grosse Aehnlichkeit hat.

Tuffe.

Endlich gibt es eine Anzahl Gesteine, welche bei einer gewissen makroskopischen Aehnlichkeit mit den echten Eruptivgesteinen, deren Mineralbestand sie durchaus theilen, sich von diesen doch in ihrer Structur weit unterscheiden. Sichere Uebergänge derselben in die Eruptivgesteine sind nicht nachzuweisen. Man hat dieselben grösstentheils gut idiomorphen, hier zum kleinen Theil auch unregelmässig eckigen Einsprenglinge von Plagioklas; neben diesen dieselben Uraliteinsprenglinge und die oben beschriebenen Pseudomorphosen von Biotithäufchen. Während die Mehrzahl von diesen Gesteinen den Plagioklasporphyriten am meisten ähneln, nähern sie

sich durch Zunahme der Uralitseinsprenglinge und der Biotitpseudomorphosen in ihrem Aussehen mehr den Uralitporphyriten.

Auch die dunkle und feinkörnige Grundmasse hat dieselbe mineralogische Zusammensetzung wie dort, aber es fehlt ihr die Structur der Eruptivgesteine. Das Gewebe derselben trägt meistens einen klastischen Charakter, indem besonders die Feldspathe ganz eckig begrenzt sind.

Es gibt einsprenglingsfreie Formen dieser Gesteine, in denen sich aber gelegentlich Bündel divergentstrahliger Hornblende finden.

Wo in den jetzt beschriebenen, im allgemeinen wenig veränderten Gesteinen Druckwirkungen deutlicher werden, zeigten sich wasserheller Plagioklas, Epidot und Zoisit als Neubildungen. In einigen stark gequetschten Varietäten bieten die Plagioklaseinsprenglinge Theile dar mit gitterartiger Zwillingsstructur, wie sie der Mikroklin hat. Diese Mikroklinpartien sind mit dem umgebenden Krystall gleich orientirt. Diese Erscheinung fand sich unter denselben Verhältnissen bei einem feinkörnigen Gesteine der Eruptivreihe. Da sie in den mechanisch schwach veränderten Gesteinen nicht beobachtet wurde, muss sie secundärer Entstehung sein. In einem feinkörnigen und recht glimmerreichen Gesteine dieser Reihe habe ich auch Granat beobachtet.

Die Grundmasse des porphyrartigen Gesteins enthält Biotit in kleinen Blättchen. Der Umstand, dass diese Biotitblättchen zu parallelen Streifen geordnet sind, welche an den in ihrer Richtung liegenden Plagioklaseinsprenglingen absetzen und hinter denselben wieder beginnen (Taf. V, Fig. 6), deutet nach meiner Meinung auf ursprüngliche Sedimentation und scheint mir weder durch Fluidalstructur, noch durch mechanische Vorgänge erklärlich.

In der Gegend zwischen den Seen Lehijärvi und Kalvolanjärvi, südwestlich von der Kirche Hattula, wo diese Gesteine an der Grenze zwischen der Porphyritzone und den nördlich davon auftretenden Schiefern besonders reichlich vorkommen, zeigen sie oft einen lagenartigen Wechsel von lichtfarbigen, überwiegend aus Plagioklaskörnern bestehenden Platten und solchen, welche eine dunkle Farbe besitzen und an Biotitanhäufungen und grösseren Plagioklaskrystallen sehr reich sind. Obgleich die Regelmässigkeit der Parallelstructur, welche sich auch in der Anordnung der Gemeng-

theile kundgibt, dadurch etwas gestört wird, dass die helleren Lagen, welche meistens nicht über 1 Centimeter Breite haben, zuweilen auskeilen oder divergiren, zeigt es sich doch mikroskopisch sehr deutlich, dass diese Erscheinung mit Druckschieferung oder dergleichen nichts gemeinsam hat, sondern wohl kaum anders als durch echte Schichtung und Wechsellagerung zu erklären ist.

An einer anderen Stelle in derselben Gegend, nämlich auf dem Vorsprung Sääksniemi an dem Südende des Sees Kalvolanjärvi, südlich von der Kirche Kalvola, enthalten die dunklen Gesteine dieser Abtheilung zahlreiche kleinere, meistens rundlich begrenzte Partien eines lichtgrauen Gesteins, welches in seinem Mineralbestande vollständig mit den pag. 116 beschriebenen andesitartigen Gesteinen übereinstimmt, sich aber durch seine klastische Structur von diesen unterscheidet und den jetzt behandelten gleichkommt. Obgleich diese helleren Partien, deren Grenzen sowohl für das blosse Auge wie mikroskopisch vollständig scharf sind, zuweilen durch den Gebirgsdruck in mehrere Theile zersprengt sind, gibt es anderseits solche, in welchen die runde Form eine so vollkommene ist, dass sie an Gerölle erinnern und wahrscheinlich auch als solche zu deuten sind.

Es gibt aber auch andere Gesteine sowohl in derselben Gegend wie in dem südlichsten Theil der Porphyritzone, wo man zwar keine deutlichen Einschlüsse dieses lichteren Gesteins beobachtet, das ganze Gestein aber eine eigenthümliche Fleckigkeit besitzt, welche dadurch hervorgebracht ist, dass eine Menge verschiedene, theils hellere, theils dunklere Varietäten der jetzt geschilderten Gesteinsreihe, unter denen die lichteren wieder mit den Andesiten mineralogisch übereinstimmen, mit einander in kleinen Partien abwechseln, welche mit ganz unscharfen Grenzen in einander übergehen.

Endlich gibt es auch in den westlichsten Theilen der Porphyritzone, besonders bei Niittymäki in der Nähe von Raito, Gesteine, in welchen die Hauptmasse, welche ganz mit den feinkörnigen, dunklen Varietäten der jetzt beschriebenen Gesteinsreihe übereinstimmt, zahllose scharfsplitterige, der Grösse nach sehr wechselnde Fragmente eines dichten Gesteins umschliesst. Diese Fragmente stimmen mit den in der Umgegend in grösseren Massen auftretenden, von uns als ursprüngliche Gläser oder Spilite gedeuteten Massen vollständig überein.

Aus allen den im Vorigen angeführten Gründen dürfte es hervorgehen, dass die zuletzt geschilderten Gesteine, welche einerseits in ihrer klastischen Structur, in dem Vorkommen echter Wechsellagerung, in der conglomeratartigen und breccienartigen Ausbildung Merkmale einer sedimentären Entstehung zeigen, anderseits aber aus denselben Gemengtheilen wie die eruptiven Gesteine bestehen, als zu diesen gehörige Tuffe aufgefasst werden müssen.

In der Umgegend der Stadt Tammerfors, wo dieselben Gesteine in der schönsten, oft hundertfach wiederholten Wechsellagerung mit Phylliten und als Cement von Conglomeraten auftreten, in welchen die aus Granit, Gneiss und verschiedenartigen Ergussgesteinen bestehenden Gerölle oft ihre ursprüngliche Form ganz vollständig erhalten haben, kann man ihre sedimentäre Natur zur vollen Evidenz beweisen.

In der letztgenannten Gegend sind diese Gesteine ohne Zweifel Wassersedimente. Auch hier zeigt das Vorkommen von conglomeratartigen Gesteinen, dass bei ihrer Ablagerung an einigen Orten ein wahrscheinlich seichtes Wasser vorhanden war. Doch scheint der Umstand, dass die Parallelstructur hier meistens wenig ausgeprägt und auch nicht vollkommen regelmässig ist, und dass auch Breccien mit ganz scharfeckigen Fragmenten vorkommen, zu beweisen, dass sich die Aschengemengtheile hier meistens auf einem Festlande abgelagert haben, d. h. Luftsedimente sind.

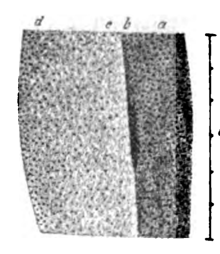
Der Haupttheil von ihnen scheint aus Aschengemengtheilen zu bestehen, welche durch die Zerstäubung der basischeren Eruptivgesteine, vorwiegend der Plagioklasporphyrite gebildet wurden. Doch zeigt das Vorkommen von lichteren, mit den „andesitischen“ Gesteinen in ihrem Mineralbestande übereinstimmenden Tuffen, theils in der Form von scharf begrenzten Einschlüssen, theils in innigstem Verbande mit den basischen Tuffen, dass die saureren Gesteine auch während derselben Periode vulkanischer Thätigkeit, wie die basischeren, gebildet wurden.

Das meistens peripherische Auftreten dieser Tuffe, welches aus den im vorigen gegebenen Angaben über ihre Verbreitung hervorgeht (vergl. die Karte), scheint anzudeuten, dass sie im allgemeinen unter der Hauptmasse der Porphyritdecke liegen.

An einer Stelle kann man auch direct zeigen, dass sich eine Magmamasse über eine vorher existirende Tuffschicht ergossen hat.

Fig. 6 gibt die Abbildung einer Partie eines Felsens, welcher südöstlich von dem See Hirsjärvi in Kalvola (östlich von der schmalsten Stelle des grossen Gebietes) vorkommt. Die Ebene der Zeichnung ist senkrecht, quer gegen die Schieferung.

Fig. 6.



In der Figur ist *a* ein fleckiger, an porphyrischen Uraliten reicher Tuff, *b* eine Zone von ganz dicht liegenden Uralitkrystallen, die übrigen Theile dagegen ein Magmagestein, welches in *d* die Beschaffenheit eines ganz normalen Uralitporphyrits besitzt, näher an der Grenze gegen *a* dagegen immer ärmer an Uralitkrystallen und reicher an ganz schmalen Plagioklaskrystallen wird. Diese ordnen sich mit zunehmender Annäherung an die Grenze mehr und mehr dieser parallel. Unmittelbar an der Berührung ist der Parallelismus ein vollkommener.

Zugleich wird das Korn der Grundmasse dichter als gewöhnlich näher an dem Contacte.

Diese Erscheinungen lassen wohl nur eine Deutung zu. Das Magmagestein, welches die Theile *c* und *d* bildet, hat sich über die damals wahrscheinlich horizontal liegende Tuffschicht (*a* und *b*) ergossen, und dabei traten die parallel der Grenze gehende Fluidalstructur und die übrigen endogenen Contacterscheinungen auf.

Contactverhältnisse und Alter der besprochenen Gesteine.

Wie aus der Karte ersichtlich ist, grenzt die grosse Porphyritdecke theils an die grauen Granite und die mit ihnen in genetischem Zusammenhang auftretenden dioritische Gesteine, theils an die Schiefer, theils endlich an die röthlichen Granite. Davon sind nur die letzterwähnten Gesteine jünger, die übrigen dagegen älter als die Uralitporphyrite.

Die Berührungsstellen zwischen diesen und den an der Nordseite der Porphyritdecke anstehenden dioritischen Gesteinen sind mehrorts zu beobachten. Die Diorite sind hier von recht wechselnder Beschaffenheit, alle aber sind durch die Combination eines

ziemlich sauren Kalknatronfeldspathes mit Pyroxen oder Hornblende und durch ihre panidiomorph, beziehungsweise hypidiomorph-körnige Structur charakterisirt. Der Pyroxen, welcher theils rhombisch (Bronzit oder Hypersthen), theils monosymmetrisch (Augit und Diallag) ist, und die stets grüne Hornblende scheinen einander gegenseitig zu vertreten. Wahrscheinlich ist die letztere zum grossen Theil aus ersterem entstanden. Zu diesen Gemengtheilen treten in wechselnder Menge Titaneisen und Apatit, Biotit, beziehungsweise Chlorit, Mikroklin oder Orthoklas und recht reichlicher Quarz, welcher unzweifelhaft primärer Entstehung ist, da er überall die Zwischenräume zwischen den Plagioklasen erfüllt. Wenn der Kalifeldspath und der Quarz an Menge zunehmen, entstehen Uebergänge zu den in der Nähe auftretenden grauen Graniten, mit welchen diese Gesteine auch in der Structur grosse Aehnlichkeit besitzen.

Die Contactverhältnisse zwischen diesen Gesteinen und den Uralitporphyriten sind oft sehr verwickelt und schwer zu deuten. Besonders gut kann man sie in einer kleinen Hügelreihe beobachten, welche in der Gegend des Sees Hietajärvi im südlichen Kalvola, nordöstlich von dem breitesten Theile der grossen Zone und nahe innerhalb des Nordrandes südöstlich von dem Bache liegt, welcher aus dem genannten See nach Norden fliesst (vergl. die Karte). Während das Gestein beiderseits dieser Hügel theils aus typischem Uralitporphyrit, theils aus dichten Varietäten desselben Gesteins besteht, werden die Hügel hauptsächlich aus dioritischen Gesteinen aufgebaut, welche zum Theil ganz dieselbe Beschaffenheit zeigen, wie die nördlich davon anstehenden Gesteine. Zum Theil sind sie aber auch recht unähnlich, indem in einigen Partien die Farbe dunkler und der deutlich körnige Charakter nicht vorhanden ist. Sie sind dabei oft wie von dunklen grünlichen Streifen durchzogen, welche zuweilen unter einander parallel gehen, zuweilen einander kreuzen, und die ganz den Charakter von etwas Fremdem besitzen. Da man nun in denselben Felsen an mehreren Stellen auch Partien von theils porphyrischem, theils dichtem Uralitporphyrite sieht, und auch an einer Stelle ein ganz deutlicher, schmaler Gang von demselben Gesteine beobachtet wurde, erhält man in der Natur den Eindruck, dass diese dunklen Flecken und Streifen durch eine Einmengung von Uralitporphyrit in den Diorit entstanden wären, und dass eine Art Uebergang zwischen beiden Gesteinen hierdurch vermittelt werde.

Diese Auffassung wird aber durch die mikroskopische Untersuchung nicht bestätigt. Die dunklen Partien und Streifen bestehen nicht aus einem fremden Gesteine, sondern sind nur stark veränderte Theile des Diorites. Dieser zeigt nämlich überall und besonders deutlich an den Stellen, wo die dunklen Streifen zahlreich sind, die auffallendsten mechanischen Druckwirkungen. Die Plagioklase sind in unzählige Stückchen zerbrochen, oft förmlich zu feinem Pulver zerrieben, die eisenreichen Silicate, unter welchen jetzt Strahlstein und Chlorit vorherrschen, ebenfalls zerrissen oder auch zu langen Flatschen ausgequetscht; die Titaneisenkörner in mehrere Stücke zertheilt und zu schnurartig ausgezogenen Leukoxenstreifen umgewandelt. Wo dagegen, wie in einem von der Grenze des schmalen Ganges entnommenen Handstück, der Diorit und das Porphyritgestein in demselben Dünnschliffe vorliegen, ist die Grenze stets deutlich zu erkennen.

Aehnliche Erscheinungen findet man an mehreren Punkten der Contactstellen wieder, z. B. an der Nordgrenze des kleinen, im Norden von der letztgenannten Stelle liegenden Gebietes.

Wären nun diese starken mechanischen Veränderungen in den Dioriten erst nach der Bildung der Porphyritdecke durch Verwerfungen oder anderweitige Verschiebungen hervorgebracht, in welchem Falle man möglicher Weise nur mit sogenannten mechanischen Contacten zu thun hätte, so müsste die Zertrümmerung auch die viel spröderen und weniger widerstandsfähigen Uralitporphyrite getroffen haben. Diese sind aber im Vergleiche mit den Dioriten an diesen Stellen relativ schwach mechanisch verändert. Auch der schmale Gang von Uralitporphyrit in dem Diorite bei Hietajärvi zeigt keine Verwerfungen oder andere deutliche Spuren von den in dem Diorite so auffallenden Zertrümmerungen. Die mechanischen Veränderungen in den Dioriten nahe an dem Contacte scheinen daher vor dem Hervordringen des jüngeren Gesteins stattgefunden zu haben. Man könnte sich vielleicht denken, dass sie gerade durch die ohne Zweifel häufigen und starken Dislocationen, welche im Zusammenhange mit dem Eröffnen der vulkanischen Thätigkeit vor sich gehen musste, verursacht wären.

Es gibt aber auch Contactstellen, wo die Verhältnisse weniger verwickelt sind, so dass man keinen Zweifel darüber hegen kann, dass man die wirklichen Berührungsflächen zwischen dem älteren

Gesteine und dem jüngeren Magma beobachtet. Ein solcher Punkt findet sich an der Nordgrenze der grossen Porphyritzone südwestlich von der Kirche Kalvola, an der Stelle, wo die Porphyrite mit den grauen Graniten in Berührung treten. Der Granit ist hier nur ganz nahe an dem Contacte dunkler geworden und in der genannten Weise verändert, ein paar Meter davon aber schon ganz typisch ausgebildet. Der Uralitporphyrit hat eine dichte Structur am Contacte, welcher ein ganz scharfer ist. Ein ähnlicher Contact kommt auch an der Nordostgrenze des obengenannten kleineren Gebietes vor.

Die wirklichen Contactstellen der Porphyrite gegen die echten Schiefer sind mit Ausnahme des pag. 110 erwähnten Ganges in dem Schiefer südlich von Wuorentaka nirgendswo beobachtet worden. Doch sieht man beide Gesteine oft nahe aneinander in so typischer Gestalt auftreten, dass kein Zweifel darüber sein kann, dass keine Uebergänge zwischen ihnen stattfinden, sondern dass sie räumlich und wahrscheinlich auch zeitlich scharf getrennt sind. Bei einem Vergleiche zwischen den thatsächlich im Zusammenhange mit den Porphyritgesteinen auftretenden Sedimentgesteinen und den das Uralitporphyritgebiet umgebenden Schiefern ist, wie schon erwähnt wurde, der Unterschied beider augenfällig, indem diese viel gröber krystallin entwickelt sind und viel stärkere Einwirkungen von mechanischen Processen zeigen, als jene, was auch für ein höheres Alter spricht. Da aber auch die im genetischen Zusammenhang auftretenden granitischen und dioritischen Gesteine, welche, wie wir eben gezeigt haben, unzweifelhaft älter als die Uralitporphyrite sind, die diese umgebenden Schiefer überall in Gangform durchsetzen, und somit jünger sind, ist der zeitliche Hiatus zwischen den Schiefern und den Uralitporphyriten hiermit erwiesen. Wie aus der Karte ersichtlich ist, geht auch die scheinbare concordante Lagerung zwischen der grossen Uralitporphyritdecke und dem südöstlich von dieser liegenden schmalen Schiefergebiet in den östichen Theilen der Gegend in eine deutliche Discordanz über, und auch an der Nordgrenze des Uralitporphyritgebietes scheinen die verschiedenen Streichungsrichtungen der Schiefer und der zu jenem gehörigen Tuffgesteine, eine discordante Ueberlagerung anzudeuten. Ueberhaupt sind, wenn man einmal die Uralitporphyritzone als eine Decke auffasst, ihre Lagerungsverhältnisse gegen die umgebenden älteren Gesteine (siehe die Karte) unter keiner anderen

Annahme erklärlich, als dass zur Zeit, da die Ergussgesteine hervordrangen, die Schiefergesteine schon gefaltet und so tief erodirt waren, dass die darunterliegenden granitischen Massen stellenweise zu Tage traten. Der Umstand, dass die Uralitporphyritdecke an so vielen Stellen an die Schiefer grenzt, und sich diesen scheinbar concordant anschmiegt, scheint aber anderseits auch anzudeuten, dass die älteren Schiefer zur Zeit der Eruption, bei wahrscheinlich zum Theil recht flacher Lage noch einen erheblichen Theil der Erdoberfläche einnahmen.

Den sehr augenfälligen Umstand, dass in dem westlichen Theile das Uralitporphyritgebiet fast überall von den basischeren Gesteinen des Granitmagmas umgeben wird[1]), könnte man dann hypothetisch vielleicht derart erklären, dass in dem Granitmagma, welches überhaupt hier sehr schlierig war (vergl. pag. 100), sich eine basische Grenzzone gegen die darüberliegenden Schiefer gebildet hatte. Wenn dann diese forterodirt wurde, trat jene Zone zuerst zu Tage und musste an vielen Orten die Unterlage für die Eruptivdecke bilden.

Die Beziehungen zwischen den Uralitporphyriten und dem mit ihnen in Berührung tretenden jüngeren Granit kann man zum Beispiel in der Gegend südwestlich von der Kirche Kalvola beobachten. Der Granit sendet nämlich hier meterbreite Gänge, in welchen das Gestein mit der Hauptmasse beinahe vollständig übereinstimmt, in den Uralitporphyrit hinein. An anderen Stellen kann man den Granit in einer Entfernung von einigen Metern von dem Uralitporphyrit beobachten, obgleich die Contactstelle verhüllt ist. Auch in dem allerwestlichsten Theile der Porphyritzone findet man in dem Uralitporphyrit Gänge eines röthlichen Granits, welcher jedoch von der Hauptmasse der hier verbreiteten Granitvarietät verschieden ist.

An keiner von diesen Stellen zeigt der Uralitporphyrit eine veränderte Beschaffenheit an der Grenze gegen den Granit. Die Umwandlung der Uralitporphyrite kann somit auf keinerlei Weise mit einer Contacteinwirkung des jün-

[1]) Diese Umrandung ist vielleicht noch vollständiger als die Karte angibt; denn an der Südwestgrenze konnten wegen der starken Diluvialbedeckung die Gesteine des Liegenden nicht in der Nähe der Grenze beobachtet werden.

geren Granits in Beziehung gebracht werden, sondern hat wahrscheinlich schon vor dem Hervordringen dieses stattgefunden.

Da aus der vorigen Darstellung hervorgehen dürfte, dass die Uralitporphyrite und die in Zusammenhang mit ihnen auftretenden Tuffe und übrigen Sedimente einer jüngeren Zeit, als alle anderen Gesteine der Gegend zugehören, wenn wir von den jüngsten Graniten absehen, so kann man sich die Frage stellen, ob sie überhaupt von archäischem Alter sind. Da man in neueren Zeiten viele Beispiele dafür gesehen hat, dass Gesteine, deren archäisches Alter früher als ganz sicher galt, später sich als tief eingefaltete und stark veränderte Glieder der paläozoischen Systeme erwiesen haben, muss diese Frage als völlig berechtigt angesehen werden. Ich werde deshalb hier einige der Gründe anführen, welche für das präcambrische Alter dieser Gesteinsreihe sprechen.

Gesteine, welche mit den hier beschriebenen sowohl petrologisch wie in ihren Beziehungen zu den umgebenden Gesteinen völlig übereinstimmen, sind im westlichen und südlichen Finnland sehr verbreitet.[1]) Echte Uralitporphyrite kommen nach der Schilderung Moberg's[2]) auf den Pellingeinseln vor, welche an dem Nordufer des finnischen Meerbusens, ausserhalb der Stadt Borgå, im Bezirk Nyland, liegen. Weiter habe ich sie theils in der Gegend der Stadt Tammerfors, theils endlich im Kirchspiele Ylivieska bei Kalajoki, im Bezirk Uleåborg, 450 Kilometer von dem zuerst erwähnten Orte, beobachtet. Die zugehörigen Sedimentgesteine, besonders Conglomerate,

---

[1]) Dagegen scheinen Gesteine, welche mit den finnländischen Uralitporphyriten verwechselt werden könnten, nicht in Schweden vorzukommen. Nach den gefälligen Mittheilungen Törnebohm's treten wohl Porphyritgesteine, welche in mehreren Beziehungen mit unseren Gesteinen Verwandtschaft zeigen, an verschiedenen Orten in Schweden, besonders in der Gegend südwestlich vom Wenernsee, auf. Sie können doch leicht von den echten Uralitporphyriten unterschieden werden. Dasselbe gilt von dem viel besprochenen sogenannten Uralitporphyr von Vaksala in Schweden, welchen Svedmark als einen echten Hornblendeporphyrit betrachtet. (E. Svedmark, Om Uralitporfyrn och Hälleflintan vid Vaksala. Geol. Fören. i Stockh. Förh. Bd. X, 1888, pag. 25—43).

Ich möchte deswegen hier auf die Verwendbarkeit der Uralitporphyrite als glaciale Leitgesteine aufmerksam machen. Sie eignen sich besonders, um die westliche Grenze des Verbreitungsgebietes der finnländischen Blöcke festzustellen.

[2]) K. Ad. Moberg, Beskrifning till kartbladet Nr. 4. Helsingfors 1880.

welche mit den porphyritischen Tuffen wechsellagern, sind auch sowohl bei Tammerfors wie besonders im Bezirke Uleåborg sehr verbreitet.

Ueberall wo diese Gesteine vorkommen, sind sie durch die fast senkrechte Lage ihrer Schieferungsflächen charakterisirt. Wären sie somit von cambrischem oder jüngerem Alter, so müssten in paläozoischer Zeit innerhalb der Gegend, in welcher diese Gesteine verbreitet sind, das heisst im ganzen südlichen Finnland, starke Gebirgsfaltungen stattgefunden haben. Aus Allem, was über die Geologie dieser Gegenden bekannt ist, scheint aber mit grosser Sicherheit hervorzugehen, dass in der Gegend östlich von dem Kjölengebirge bis tief nach Russland hinein die Gebirgsfaltungen schon am Ende der archäischen Zeit aufgehört hatten.

Wo wir hier cambrische oder silurische Strata finden, liegen sie immer völlig horizontal. In Finnland sind wohl keine anderen paläozoischen Ablagerungen vorhanden, als der rothe Sandstein in der Umgegend von Björneborg, dem man ein cambrisches Alter zugeschrieben hat. Wie ich jüngst in dieser Zeitschrift [1]) angezeigt habe, sind aber auch die über ganz Südfinnland verbreiteten Rapakiwigesteine, welche wahrscheinlich von vor- oder frühcambrischem, jedenfalls aber nicht von postsilurischem Alter sind, von allen Einwirkungen der Gebirgsfaltungen völlig unberührt geblieben.

Von den Pellingeinseln ist es auch nur eine Entfernung von 50—70 Kilometer zu der esthländischen Glintküste, mit ihren horizontal liegenden cambrischen und silurischen Straten. Es ist wohl völlig undenkbar, dass die starken Faltungen, welche die Strata der Gesteine nördlich des finnischen Meerbusens steil aufgerichtet haben, in derselben Zeit wie die Ablagerung dieser Schichten oder später stattgefunden haben konnten. Denn jene Faltungen waren gewiss keine localen Erscheinungen. Sie müssen nicht nur in dem Gebiete, wo die Uralitporphyrite und die mit ihnen nahe verbundenen Gesteine vorkommen, das heisst über das ganze südliche Finnland, stattgefunden haben. Auch jenseits des bothnischen Meerbusens setzen sich die ihnen zugehörigen, vorwiegend ostwestlichen Streichungsrichtungen im westlichen Schweden fort. Hier kann man diese oft bis an die Grenzen der discordant überlagernden paläozoischen Gesteine, wo sie quer abbrechen, verfolgen.

[1]) Band XII, Heft 1.

Während somit das präcambrische Alter dieser Gesteine als völlig sicher erscheint, gibt es sogar Gründe, welche dafür sprechen, dass ihr Alter nach oben sich noch näher abgrenzen lassen wird.

Im östlichen Finnland kommt nämlich nach Wiik [1]) eine recht ausgedehnte Formation von Quarziten, Talk-, Chlorit- und Thonschiefer vor, welche Gesteine nach Inostranzeff [2]) auch in den angrenzenden Theilen von Russisch-Karelien vertreten sind. Für diese Gesteine, welche von Inostranzeff mit den huronischen, von Wiik mit den sogenannten taconischen [3]) Schichten in Nordamerika parallelisirt worden sind, ist die relativ flache Lage der Schichten und, wie es scheint, auch der Umstand, dass granitische Gänge in ihnen weit spärlicher als in den älteren Schiefern vorkommen, charakteristisch. Nach Inostranzeff zeigen diese Gesteine häufige Discordanzen gegen die steil aufgerichteten älteren Gesteine. Das Vorkommen von ähnlichen Quarziten im nördlichen und, in spärlichen Ueberresten, auch im südlichen Finnland scheint anzudeuten, dass diese Formation früher eine weit grössere Verbreitung gehabt hat. Wenn die Selbständigkeit dieses Systems sich als richtig bewährt, wäre das somit ein Beweis dafür, dass dem Stillstand in den Faltungsbewegungen, welcher mit der cambrischen Zeit hier eintrat, eine Periode vorangegangen ist, während welcher die Faltungen schon viel schwächer waren. Gesteine, welche wie die jetzt besprochenen, überall senkrecht stehende Schichten besitzen, wären somit nicht nur sicher von präcambrischem Alter, sondern wahrscheinlich durch ein mächtiges zwischenlagerndes System von den untersten paläozoischen Schichten getrennt.

---

[1]) F. J. Wiik, Öfversigt af Finlands geologiska förhållanden. Ak. afh. Helsingfors 1876, pag. 62 ff.

[2]) N. Inostranzeff, Studien über metamorphosirte Gesteine im Gouvernement Olonez. Akad. Dissert. Leipzig 1879.

[3]) Nach den Darstellungen von Dana (Americ. Journ. XXIX, pag. 205—443, XXXIII, pag. 270—276 und 393—412) und Walcott (Ibid. XXXIII, pag. 135, XXXV, pag. 229—327 und 394—401) kann man es jetzt als bewiesen ansehen, dass alle die Gesteine, welche Emmons in sein taconisches System zusammengeführt hatte, verschiedenen Abtheilungen der cambrischen und silurischen Systeme angehören. Der Name taconisch kann somit nicht länger für präcambrische Schichten angewandt werden.

Das Wesen und die Ursache der Metamorphose.

Nach der Schilderung der Gesteine selbst und ihres Auftretens in der Natur müssen wir nochmals auf die Umwandlungsvorgänge, denen wir hier begegnet sind, zurückkommen, um zu versuchen, ob wir uns über die Art und Weise, in welcher sie vor sich gegangen sind, eine Vorstellung bilden können. Besonders gilt es hierbei wenn möglich zu entscheiden, ob in diesen archäischen Gesteinen dieselben Agentien, wie bei der Umwandlung jüngerer Gesteine thätig gewesen sind, oder ob es in beiden Fällen einen principiellen Unterschied zwischen den Umwandlungsvorgängen gibt.

Wenn wir von den reinen Verwitterungsvorgängen und den nur in einigen Gesteinen vorhandenen und auch mehr fraglichen Fällen von Mineralneubildung in einer amorphen Glasbasis absehen, so ergibt sich, dass der ganze Umwandlungsprocess bei normalem Verlaufe desselben, d. h. wenn nicht gleichzeitig sehr starke mechanische Veränderungen hinzukommen, sich hauptsächlich als das Gesammtresultat einer Reihe von Einzelvorgängen auffassen lässt, bei welchen jedes Mineral sich pseudomorphosenartig in neue Substanzen verwandelt.

Unter diesen Mineralumwandlungen spielt die Uralitisirung des Augits bei Weitem die Hauptrolle. Dieser Vorgang scheint mir trotz der nahen Verwandtschaft beider Mineralien keineswegs als eine einfache moleculare Umlagerung aufgefasst werden zu können. Denn, wenn man in Betracht zieht, dass der primäre Augit in seinen physikalischen Eigenschaften vollständig mit dem in jüngeren Diabasporphyriten vorkommenden hellröthlichen Augit übereinstimmt, die durch dessen Umwandlung entstandene grüne Hornblende dagegen eine strahlsteinartige Beschaffenheit besitzt, scheint es sehr unwahrscheinlich, dass die chemische Zusammensetzung dieselbe geblieben wäre. Leider besitze ich keine vergleichenden Analysen des hiesigen Uralits und des unveränderten Augits. Der Uralit in dem Gestein vom Baltymsee im Ural, welches ganz dieselbe Beschaffenheit wie das hier geschilderte Gestein besitzt, und in welchem die Uralitkrystalle auch Reste von einem ganz ähnlichen Augit enthalten, ist dagegen von Rammelsberg[1]) analysirt worden. Er

[1]) C. F. Rammelsberg, Lehrb. d. Mineralch. 2 Aufl Leipzig 1875, pag. 421.

besitzt nach dieser Analyse eine Zusammensetzung, welche man wohl bei keinem gesteinsbildenden Augit wieder findet, da er viel reicher an Eisenoxyd, ärmer an Kalk als die Mehrzahl von diesen ist.[1]) Rosenbusch hat auch schon früher darauf hingewiesen, dass sowohl die chemische Constitution beider Mineralien wie das häufige Vorkommen von Calcit und Epidot in den Pseudomorphosen von Hornblende nach Augit dafür sprechen, dass bei der Veränderung ein Theil des Kalkes aus der Verbindung austritt, und dass dieser Vorgang „nicht im strengsten Sinne des Wortes den Charakter einer echten Paramorphose besitzt.“ [2])

Aus diesen Gründen scheint es sehr wahrscheinlich, dass die Uralitisirung des Augits auch hier mit einer Zunahme an Eisenoxyd und Wegführung von Kalk verbunden war.

Bei der Umwandlung des Titaneisens in Titanit muss dagegen umgekehrt eine Zufuhr von Kalk, eine Wegführung von Eisenoxyd angenommen werden.

Beide Vorgänge würden sich somit gewissermassen unterstützen und treten thatsächlich in der Natur gern in Verbindung auf.

Die Umwandlung von Olivin in Biotit (natürlich immer unter dem Vorbehalt, dass unsere Deutung dieser Pseudomorphosen richtig ist) kann man ebenso nur durch die Annahme einer Zufuhr von neuen Substanzen, hauptsächlich von Kali und Sesquioxyden, erklären. In den Fällen, in welchen diese Pseudomorphosen aus einem Gemenge verschiedener Mineralien bestehen, deuten die paragenetischen Verhältnisse der Gemengtheile und besonders die Andeutung einer ehemaligen Maschenstructur darauf hin, dass die Olivinkrystalle schon vor dem Beginne der eigentlichen Regionalmetamorphose theilweise zersetzt, d. h. in Serpentin, Eisenerze, Quarz,

---

[1]) Vergl. z. B. A Osann, Beitrag zur Kenntnis der Labradorporphyrite der Vogesen. Abhandl. geol. Specialkarte von Elsass-Lothringen. Bd. III, Heft 2, pag. 109. und K. A. Lossen, Vergleichende Studien über die Gesteine des Spiemonts und des Rosenberges etc. Jahrb. d. königl. preuss. geol. Landesanstalt. 1889, pag. 265.

[2]) H. Rosenbusch, Mikrosk. Phys. der petrogr. wicht. Miner. 2. Aufl., pag. 472.

Ueberhaupt scheint es mir, dass man der Anschauung einer paramorphischen oder metasomatischen Umwandlung ein viel zu grosses Gewicht beigelegt hat, da es bis jetzt noch in keinem Falle durch vergleichende Analysen bewiesen worden ist, dass ein gesteinbildendes Silicat sich ohne Veränderung der Substanz in ein neues Mineral verwandelt hat.

Carbonate etc. umgewandelt waren, wodurch die Mannigfaltigkeit der Verdrängungsmaterialien in den Pseudomorphosen leicht erklärlich wird.

Auch die Verdrängung des Plagioklases durch Epidot und Zoisit ist nur durch die Annahme einer Anreicherung an Kalk (auch Eisenoxyd) und Wegführung von Alkalien erklärlich. Dieser Vorgang ist nur in einem Theile der Gesteine nachzuweisen und ist somit nicht nothwendigerweise mit den übrigen Umwandlungsvorgängen verbunden. Da jedoch der Kaligehalt des secundären Biotits wohl nur durch einen Zerfall des Plagioklases geliefert werden konnte, muss die Umwandlung dieses Minerals allerdings zum Theil in derselben Zeit, wie die übrigen Mineralumsetzungen, geschehen sein. Auch das Auftreten des Epidot als Ausfüllungsmasse von Mandelräumen, welche Epidotmandeln später durch den Gebirgsdruck zerspalten worden sind, deutet darauf hin, dass der Epidot in vielen Fällen eine relativ frühe Bildung war. In anderen Fällen tritt er dagegen in Vergesellschaftung mit Mineralien, wie Quarz und Kalkspath, auf, welche meistens auf secundären Spalten auftreten und zum Theil vielleicht Producte rein wässeriger Umsetzungen von jüngerem Datum sind.

Es kommt mir sehr wahrscheinlich vor, dass die bei der Epidotisirung frei werdenden Alkalimengen zu der Bildung der wasserhellen secundären Feldspathe, deren optisches Verhalten auf Albit deutet, Veranlassung gegeben haben, und dass dieser somit gewissermassen ein Nebenproduct dieses Umwandlungsvorganges ist.

Ebenso dürfte wohl die Bildung des Magnetits nur als eine Nebenwirkung der übrigen Umwandlungsprocesse aufzufassen sein.

Bei allen diesen Umwandlungsprocessen hat somit eine Zufuhr oder Wegführung von Substanz stattgefunden. Anderseits zeigt aber die pag. 108 bemerkte grosse Aehnlichkeit in der chemischen Beschaffenheit zwischen dem epidotfreien, aber übrigens vollständig umgewandelten Uralitporphyrit und dem entsprechenden primären Typus, dass der Hauptheil der Umwandlungen sich ohne erhebliche Aenderung in der chemischen Zusammensetzung des Gesammtgesteines vollzogen hat.[1])

[1]) Dass dasselbe nicht für das epidotreiche Gestein gelten kann, ist ohne Weiteres ersichtlich, da gewöhnlich nur sehr wenig neugebildeter Alkalifeldspath und

Die Umwandlung der verschiedenen Mineralgemengtheile kann somit wesentlich als ein gegenseitiger Austausch von Substanzen aufgefasst werden.

Durch welche Ursache ist dieser Austausch hervorgerufen und wie hat er sich vollzogen?

Wenden wir uns zuerst zu den früher für ähnliche Fälle aufgestellten Erklärungen, so ist schon aus der pag. 126 gemachten Auseinandersetzung ersichtlich, dass die Möglichkeit der Annahme einer Contacteinwirkung, sowie sie thatsächlich nach der Schilderung Brögger's [1]) bei den südnorwegischen Augitporphyriten zum Theil recht ähnliche Veränderungen hervorbringen kann, hier ausgeschlossen ist.

Die Annahme einer rein wässerigen Umwandlung ist jedenfalls auch in Betracht zu ziehen. In der That hat Inostranzeff (l. c.) auf diese Weise die nachträglichen Veränderungen in den weit jüngeren Melaphyren des Olonezgebietes zu erklären versucht. Allein der Charakter der Neubildungen ist in den von Inostranzeff beschriebenen Gesteinen ein ganz anderer als hier, indem die Epidot- und Chloritbildung da wesentlich mehr als in unseren Gesteinen in den Vordergrund tritt.

Dagegen sind Umwandlungsvorgänge, bei welchen, wie in den hier geschilderten Gesteinen, die Uralitbildung die Hauptrolle spielt, schon von einer Menge Localitäten, besonders durch die Schilderungen von Lossen [2]), Lehmann [3]), Irving [4]), Williams [5]), Teall [6]), Schenck [7]) und Milch [8]) bekannt geworden.

übrigens kein anderes Mineral vorhanden ist, in welchem die bei der Epidotisirung des Plagioklases frei werdenden Natronmengen gebunden werden könnten.

[1]) W. C. Brögger, Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund-Skien. Nyt Magaz. f. Naturw. Kristiania 1878, Bd. XXVIII, pag. 253—418 und 352—368.

[2]) C. Lossen, Geognostische Beschreibung des linksrheinischen Taunus etc. Zeitschrift d. deutschen geologischen Gesellschaft. 1867, Bd. XIX, pag. 509—700. — K. A. Lossen, Metamorphische Schichten aus der paläozoischen Schichtenfolge des Unterharzes. Ibid. 1869, Bd. XXI, pag. 281—340. — Derselbe, Kritische Bemerkungen zur neueren Taunusliteratur. Ibid. 1877, Bd. XXIX, pag. 341—363. — Derselbe, Studien an metamorphischen Eruptiv- und Sedimentgesteinen, erläutert an mikroskopischen Bildern. Jahrb. d. königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1883, pag. 618—638 und für 1884, pag. 525—545. — Derselbe, Ueber das Auftreten metamorphischer Gesteine in den alten paläozoischen Gebirgskernen etc. Ibid. 1884,

Aus den Darstellungen aller dieser Verfasser geht deutlich hervor, dass die mineralogischen und structurellen Veränderungen der Gesteine in ursächlichem Verband mit den Gebirgsfaltungen stehen, welche sie im festen Zustande mitgemacht haben. Da wir nun in den zahlreichen mechanischen Veränderungen und in der senkrechten Lage der Tuffschichten deutliche Beweise dafür finden, dass auch unsere Gesteine an sehr starken Gebirgsfaltungen theilgenommen haben, besitzt die Annahme, dass auch hier die gebirgsbildenden Kräfte die Veranlassung zu den Umwandlungen gegeben haben, sehr viel Wahrscheinlichkeit.

Bezüglich der Frage, in welcher Weise die Faltungsprocesse die mineralogischen Umwandlungen hervorrufen, gehen bekanntlich noch die Ansichten weit auseinander. Besonders was die jetzt besprochenen Gesteine angeht, scheint es mir wahrscheinlich, dass bei ihnen das, soweit unsere Erfahrungen reichen, überall vorhandene Sickerwasser oder, vielleicht besser gesagt, die Bergfeuchtigkeit mitgewirkt hat. Dafür scheint mir unter Anderen der Umstand ein Beweis zu sein, dass die Umwandlung, welche, wie wir gezeigt haben, immer mit einem Austausch von Substanz verbunden war, sich auch in das Innere von den in ihrer

pag. 56. — Vergl. ferner die Berichte über Kartenaufnahmen, ebendaselbst, und Sitzungsber. d. Ges. naturforsch. Freunde zu Berlin für 1878, pag. 93—95, für 1880, pag. 1—9, für 1883, pag. 154—163.

3) F. Lehmann, Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine etc. Bonn 1854, pag. 190 ff.

4) R. D. Irving, The copperbearing Rocks of Lake Superior. Washington 1883, pag. 464, Monographs of the S. Geol. Survey. — Derselbe, On the Paramorphic Origin of the Hornblende of the crystalline Rocks of the North-Western States. Amer. Journ. 1883, Vol. XXVI, pag. 27. — Supplement zur vorigen Abhandl. Ibid. 1884, Vol. XXVII, pag. 130.

5) G. H. Williams, On the Paramorphosis of Pyroxene to Hornblende in Rocks. Ibid. 1884, Vol. XXVIII, pag. 259. — Derselbe, The Gabbros and associated Hornblende Rocks occuring in the neighbourhood of Baltimore. Bull. of the U. S. Geol. Survey.

6) J. J. Harris Teall, British Petrography. Birmingham 1886, pag. 197 ff. und 234 ff.

7) A. Schenck, Die Diabase des oberen Ruhrthals. Naturh. Ver. Rheinl. und Westphalen. 1884.

8) L. Milch, Der Diabasschiefer des Taunus. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1889, Bd. XLI, pag. 394.

Form ganz unversehrten Krystallen erstreckt hat. Auch deuten vielerlei Umstände, wie das Vorkommen von Hornblende auf Spalten in dem Gestein, als Auswüchse auf den Uralitkrystallen und in den Plagioklasen und überhaupt die ganze Art des Auftretens der Mineralneubildungen darauf hin, dass eine sehr lebhafte Wanderung der Substanz nicht nur zwischen den benachbarten Mineralien, sondern im ganzen Gesteinskörper stattgefunden hat. Weiter gehören auch viele der Mineralien, welche sich hier im Zusammenhang mit der eigentlichen Regionalmetamorphose gebildet haben, zu solchen Species, welche ausschliesslich oder vorwiegend bei wässerigen Umwandlungen entstehen. Auch der relativ grosse Wassergehalt des Gesteins deutet auf eine Theilnahme des Wassers bei den Veränderungen.[1]) Endlich scheint mir auch der Umstand, dass bei so vielen der umgewandelten Mineralien die Form so vollständig erhalten blieb, besser mit der Annahme einer wässerigen Umwandlung als derjenigen einer „Reaction im festen Zustande", wie sie zuweilen angenommen wird, vereinbar zu sein. Denn in jenem Falle muss sich ja jedes Mineral ganz langsam, Molekül für Molekül, in neue Substanzen umsetzen und wird somit, wenn nicht gleichzeitig mechanische Veränderungen hinzukommen oder einzelne der Umwandlungsvorgänge auf Kosten der anderen die Herrschaft gewinnen, jede ursprüngliche Verschiedenheit durch eine Verschiedenheit in dem secundären Bestande wiedergegeben.[2]) Wäre dagegen die Umwandlung durch den Druck allein für sich im starren Zustande hervorgebracht, so müsste man erwarten, auch stets die chemischen Veränderungen mit sehr starken mechanischen Umwandlungen vergesellschaftet zu sehen, was aber bei Weitem nicht immer der Fall ist.

Die Wirkung des Druckes hätte sich somit auf den befördernden Einfluss beschränkt, welchen er theils durch die Zerdrückung

---

[1]) Rammelsberg hat auch (l. c.) die Aufmerksamkeit darauf gelenkt, dass der grosse Wassergehalt in dem Uralit von Baltymsee für eine wässerige Umwandlung desselben spricht.

[2]) Die Langsamkeit der Umwandlung dürfte eben von entscheidender Bedeutung sein. Ganz anders liegt die Sache, wenn die Auflösung so rasch vor sich geht, dass gleichzeitig ein grosser Theil des Gesteines sich in Lösung befindet. Dieses dürfte bei der Contactmetamorphose nicht selten stattfinden. In diesem Falle ist die Möglichkeit für eine wirkliche Mischung der verschiedenen Substanzen gegeben, und wird deshalb auch die ursprüngliche Structur mehr oder weniger vollständig zerstört.

des Gesteins, durch welche die Angriffsfläche oft bis in's Unendliche vergrössert wird, theils vielleicht auch durch eine directe Erhöhung der chemischen Energie auf die lösende Kraft des Wassers ausgeübt hat.

Wie schon hervorgehoben, stimmen die hier geschilderten Umwandlungsvorgänge mit solchen, welche vorher aus stark dislocirten Gebieten bekannt geworden sind, der Hauptsache nach sehr gut überein. Jedoch gibt es ein paar recht auffallende Umstände, durch welche sich unsere Gesteine von mehreren der früher beschriebenen unterscheiden. Für einige von diesen, z. B. die Gesteine aus dem Harz und dem Taunus, ist besonders der Umstand charakteristisch, dass die Umwandlungen zonenweise vor sich gehen, indem sowohl die Stärke der mechanischen, sowie der chemischen Umwandlungen sich vorzugsweise auf gewisse Zonen concentrirt. Die neugebildeten Mineralien zeigen sowohl in diesen, wie noch auffallender in den alpinen, auf ähnliche Weise umgebildeten Gesteinen, in ihrem Charakter eine grosse Verwandtschaft zu denjenigen, welche auch durch gewöhnliche Verwitterungsvorgänge entstehen können. Mineralien wie Chlorit, Sericit, Epidot, Quarz und Kalkspath kommen unter ihnen besonders häufig vor und sie sind vorwiegend unregelmässig schuppig oder nadelförmig gestaltet.

Dagegen sind die von uns geschilderten Gesteine durch die grosse Gleichförmigkeit sowohl der mechanischen wie der chemischen Umwandlungen charakterisirt, und die entstandenen Neubildungen sind öfters recht compact krystallin ausgebildet.

Die erwähnte gleichförmige Art der Umwandlung mit vorwiegend relativ gut krystallinen Neubildungen kommt vorzugsweise bei den archäischen Gesteinen vor, deren Schichten überall eine fast senkrechte Lage besitzen, und welche somit einmal in relativ tieferen Regionen der Erdoberfläche der Einwirkung eines gleichmässigen und langdauernden Seitendrucks ausgesetzt waren. Dagegen gehören die ungleichmässig und unter Ausscheidung von „Verwitterungsmineralien“ umgewandelten Gesteine meistens den höheren Niveaus der jüngeren Kettengebirge an. Hier setzen sich die tangentialen Bewegungen in mehr unregelmässige Stauungen, Verschiebungen um, und die Einwirkung der Atmosphärilien greift in die dislo-

cationsmetamorphen Vorgänge hinein. Es scheint mir selbstverständlich, dass der ganze Charakter der Umwandlung durch diese Umstände stark beeinflusst werden musste.

Mit dieser Betrachtung, welche ich als eine rein hypothetische gern von dem sachlichen Inhalt der Arbeit getrennt halten möchte, will ich nur hervorheben, dass der erwähnte Unterschied nicht nothwendiger Weise ein Hindernis ist, die Umwandlung auch der archäischen Gesteine durch die Einwirkung einer Dislocationsmetamorphose zu erklären.

Schlussfolgerungen.

Nach dem Schluss der Darstellung wollen wir noch kurz ihre Resultate zusammenfassen. Aus der petrologischen Schilderung ging es hervor, dass trotz der starken Veränderung der geschilderten Gesteine ihre ursprüngliche Beschaffenheit sich im allgemeinen gut, zuweilen bis in zarte Einzelheiten reconstruiren liess. Auf Schritt und Tritt sind wir bei dieser Schilderung einer Gesteinsreihe begegnet, welche mit derjenigen jüngerer Ergussgesteine vollständig übereinstimmt.[1]) In dem Vorkommen von Blasenräumen, ursprünglich glasführenden Gesteinen, Tuffen und vulcanischen Auswürflingen fanden wir Beweise dafür, dass bei der Bildung der grossen Eruptivdecke eine echt vulcanische Thätigkeit stattgefunden.

Hiebei kamen im Anfang zum Theil relativ saure Magmen zum Ausbruch und erstarrten in der Form feldspathreicher Andesite. Gleichzeitig wurden aber auch basische Magmen geliefert, aus denen Melaphyre und Plagioklasporphyrite entstanden. Zu der Zeit, da aus grösseren Spalten die Magmamengen sich ergossen, welche die Hauptmasse der grossen Melaphyrdecke bildeten, war schon dieses basische Magma allein vorhanden.

Die Ursache der Metamorphose haben wir in den starken Gebirgsfaltungen gesucht, welche schon während der präcambrischen

[1]) Da hierdurch noch ein weiterer Beweis für die Unzulänglichkeit der Eintheilung der Eruptivgesteine nach ihrem Alter zu den vielen früheren hinzugebracht wird, kann es natürlich nicht in Frage kommen, die Systematik mit einer neuen Gruppe von archäischen Ergussgesteinen mit neugebildeten Gesteinsnamen zu beladen, sondern wir ziehen es vor, die Gesteine einfach auf den am besten entsprechenden von den bis jetzt beschriebenen primären Typen zurückzuführen und darnach zu benennen.

Zeit hier stattgefunden haben müssen. Durch diese wurde die grosse Eruptivdecke in die tieferen Regionen der Erdrinde eingefaltet und wahrscheinlich unter Mitwirkung von Lösungen umgewandelt. Erst bei einer späteren, tief eingreifenden Erosion ist sie wieder in der zerstückelten Form, in welcher sie jetzt vorliegt, blossgelegt worden.

Zugleich haben wir versucht zu zeigen, dass die besprochenen Gesteine, für deren archäisches Alter ganz überzeugende Gründe vorliegen, nicht während derselben geologischen Zeit, wie die Mehrzahl der umgebenden Gesteine, gebildet worden sind, sondern einem besonderen System zugehören.

Heidelberg, im April 1891.

Erklärung der Tafel IV.

Fig. 1. Typischer Uralitporphyrit aus der Gegend von Pikonkorpi in Kalvola. Links ein Uralitkrystall, rechts eine Olivinpseudomorphose. Vergrösserung 14 : 1.

Fig. 2. Uralit mit Fransen. Gegend von Torojärvi in Kalvola. Vergrösserung 14 : 1.

Fig. 3. Plagioklasporphyrit aus der Gegend von Raito in Urjola. In der Mitte ein theilweise uralitisirter Augit. Vergrösserung 28 : 1.

Fig. 4. Druckschiefriger Uralitporphyrit. Oestlich von Luolais in Hattula. Vergrösserung 28 : 1.

Fig. 5. Noch stärker gequetsche Partie aus demselben Felsen. Vergrösserung 14 : 1.

Fig. 6. Aeusserst stark zerriebener Uralitporphyrit von Vuoplutaka in Hattula. Vergrösserung 28 : 1.

Erklärung der Tafel V.

Fig. 1. Feinkörniges Melaphyrgestein aus der Gegend von Raito in Tammela. Vergrösserung 48 : 1.

Fig. 2. Plagioklasporphyrit aus der Breccie von Kokonjärvi. Vergrösserung 28 : 1.

Fig. 3. Fragment von hyalopilitischem Plagioklasporphyrit aus demselben Gestein. Vergrösserung 14 : 1.

Fig. 4. Fragmente von Plagioklasporphyrit und Glas aus demselben Gesteine. Vergrösserung 14 : 1.

Fig. 5. Fragmente von feldspathreichen Andesiten aus demselben Gesteine. Vergrösserung 28 : 1.

Fig. 6. Tuff aus der Gegend südwestlich von der Kirche Kalvola. Vergrösserung 14 : 1.

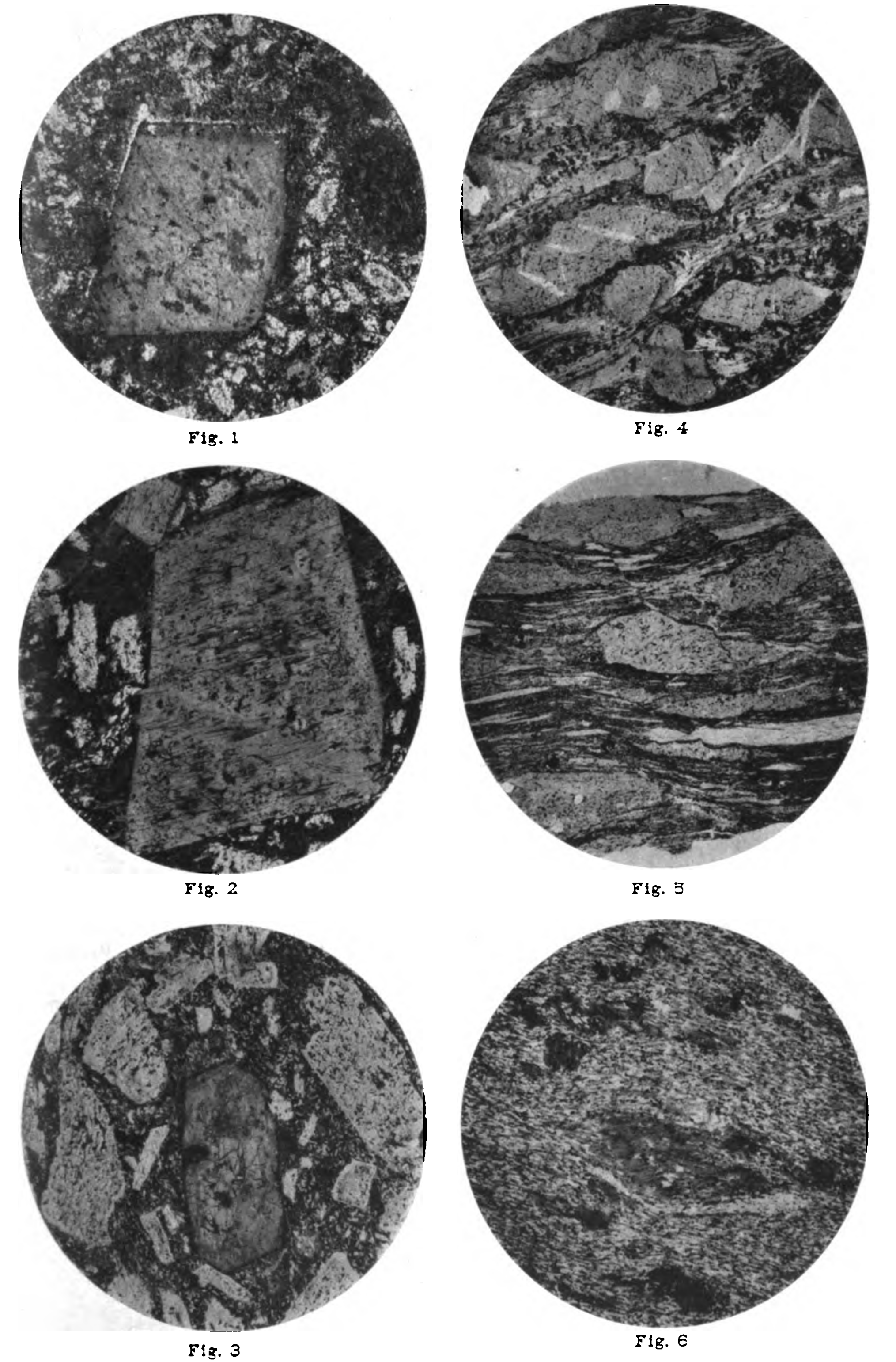


Fig. 1

Fig. 4

Fig. 2

Fig. 5

Fig. 3

Fig. 6

F. Schmidt, wissenschaftl. photogr. Institut Karlsruhe (Baden).

Tschermak's Mineralog. u. petrograph. Mittheilungen, Bd. XII, Heft II.
Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

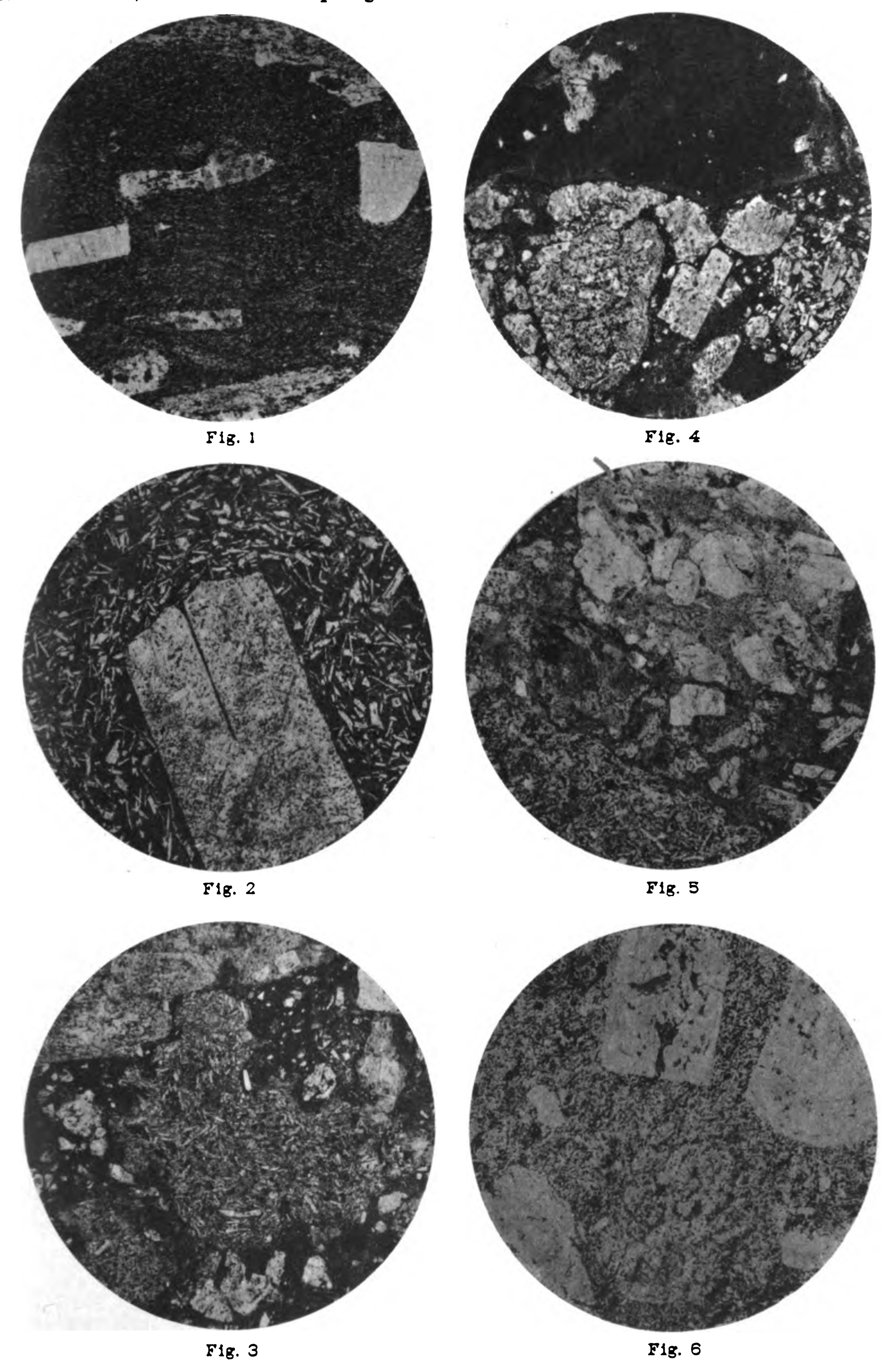


Fig. 1

Fig. 4

Fig. 2

Fig. 5

Fig. 3

Fig. 6

F. Schmidt, wissenschaftl. photogr. Institut Karlsruhe (Baden).

XI. Das Eruptivgebiet des S. Cristóbal bei Santiago (Chile).

Von **W. Möricke** in München.

Mit 2 Figuren im Texte.

Bei einem etwas über ein Jahr dauernden Aufenthalte in der Republik Chile, welchen ich zum Studium der geologischen Verhältnisse des Landes benützte, lernte ich besonders die Hauptcordillere der Provinz Santiago etwas genauer kennen. In dem dieser Provinz angehörigen Theile der Andencordillere traf ich sedimentäre Schichten nur in beträchtlichen Höhen, und zwar in der Nähe der argentinischen Grenze an, woselbst sie sich aus der Gegend des Vulcans Tupungato gegen Süden nach dem Pass von Piuquenes hinziehen. Nach Westen zu wird das ganze gewaltige Hochgebirge ausschliesslich von Eruptivmassen gebildet. Dieselben gehören zum weitaus grössten Theil der Familie der Andesite an, eigentliche Trachyte und Basalte scheinen eine mehr untergeordnete Rolle zu spielen. In ihrer Begleitung treten ganz enorm mächtige, häufig geschichtete Trümmergesteine (Tuffe, Breccien und Conglomerate) auf, welche wohl am Aufbau der Cordillere einen noch grösseren Antheil nehmen als die Massengesteine selbst.

Auffallenderweise trifft man mitten unter diesen jungvulkanischen Bildungen Gesteine an, welche ganz den Habitus von alten Tiefengesteinen, von Graniten und Dioriten haben. Sie sind in der Cordillere von Santiago weit verbreitet, besonders mächtig entwickelt fand ich sie im oberen Thale des Mapocho im Erzdistrict von Las Condes.

Stelzner [1]), welcher derartigen Gesteinen bei seinem Uebergang über die argentinisch-chilenische Cordillere an verschiedenen Stellen begegnete, fasste dieselben unter dem Namen „Andengesteine" zusammen, indem er darauf hinwies, dass diese für die Anden so charakteristischen Vorkommnisse, trotz ihrer ausserordent-

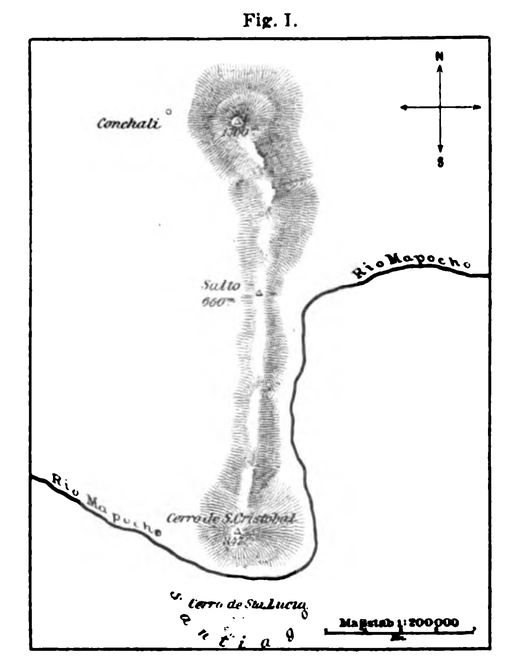
[1]) Stelzner, Beiträge zur Geologie und Paläontologie der argentinischen Republik. I. Geolog. Theil. Cassel u. Berlin. 1885. 198.



lichen Aehnlichkeit mit den alten massigen Gesteinen, zweifellos jüngeren Alters seien.

Um die geologischen und petrographischen Verhältnisse der andesitischen Gesteine, welche beim Aufbau der chilenischen Andenkette unbedingt die hervorragendste Rolle spielen, kennen zu lernen, versuchte ich ein kleineres einheitliches Andesitgebiet etwas eingehender zu studiren. Zu diesem Zweck schien mir der ganz in der Nähe der Stadt Santiago befindliche Bergzug des San Cristóbal wegen der verschiedenartigen Ausbildung seiner Gesteine ganz besonders geeignet. Indem ich dieses Gebiet wiederholt abging, versuchte ich das geologische Vorkommen der Andesite eingehender zu studiren und sammelte zugleich genügendes Material für die mikroskopisch-petrographische Untersuchung. Letztere unternahm ich im mineralogischen Institut zu München, wobei ich mich der weitgehendsten Unterstützung des Herrn Privatdocenten Dr. Weinschenk erfreute, dem ich auch an dieser Stelle meinen wärmsten Dank für sein freundliches Entgegenkommen aussprechen möchte.

Fig. I.

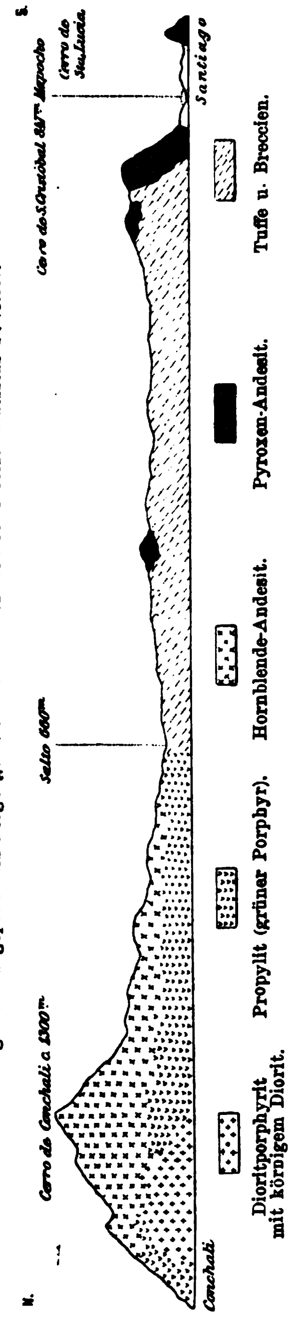


Der Bergzug des S. Cristóbal ist ein kleiner westlicher Ausläufer der Andencordillere, welcher in dem grossen Längsthal (Llano longitudinal) dicht vor den Thoren der chilenischen Hauptstadt endigt. Derselbe erreicht eine Länge von 6—7 Kilometer, der höchste Punkt mit circa 1300 Meter Meereshöhe liegt im nördlichen Theil über dem Oertchen Conchali, von wo aus sich der Höhenzug gegen Süden bis zu einer beinahe in seiner Mitte gelegenen Einsattlung beim sogenannten Salto (circa 660 Meter ü.d.M.), allmählich abflacht, um hierauf wieder bis zum eigentlichen Cerro S. Cristóbal

(847 Meter ü. d. M.) anzusteigen, in welchem er seinen Abschluss findet. Demselben Eruptionsgebiet, nur durch den Mapochofluss vom S. Cristóbal getrennt, gehört ein kleiner kuppenförmiger Hügel an, der sich mitten in der Stadt Santiago erhebt und den Namen Cerro Santa Lucia führt.

Dieser ziemlich engbegrenzte Gebirgscomplex, welcher jedenfalls einer einheitlichen, wenn auch längere Zeit andauernden vulkanischen Thätigkeit seine heutige Beschaffenheit verdankt, ist in mehrfacher Beziehung von grossem Interesse. Es bietet sich nämlich auf geringem Raum zusammengedrängt ein Bild dar, welches für die Anden ausserordentlich bezeichnend ist, und welches die hauptsächlichsten Ausbildungsformen der für dieses Gebirge charakteristischen Eruptivgesteine nahe beisammen und in allen denkbaren Uebergängen beobachten lässt. Abgesehen davon, dass hier der auch sonst häufige Zusammenhang von Hornblende- und Pyroxen-Andesiten in seltener Klarheit vor Augen liegt, erkennt man deutlich den nahen Zusammenhang, in welchem echte Ergussgesteine mit typischen Tiefengesteinen, sowie mit vulkanischen Trümmergesteinen stehen. Schon bei flüchtiger Begehung des Gebietes lassen sich zwei Theile von ungefähr gleicher Ausdehnung unterscheiden; ein nördlicher, welcher im wesentlichen aus Hornblende-Plagioklasgesteinen von verschiedenartigem Habitus gebildet wird, und ein nach Süden zu gelegener, welcher vorherrschend aus Pyroxenandesiten in Begleitung von Trümmergesteinen besteht. Unter den Hornblendegesteinen lassen sich drei ziemlich verschiedene Typen abscheiden, welche indessen, und das soll schon hier

Fig. II. Längsprofil des Bergzugs S. Cristóbal. Horizont 580 Meter. Masstab 1:75.000.



betont werden, nicht scharf gegen einander abgegrenzt, sondern durch allmähliche Uebergänge verbunden sind. Man kann, um die charakteristischen Merkmale kurz zu bezeichnen, von einer andesitischen, propylitischen und körnig-dioritischen Ausbildungsweise sprechen, wobei der mineralische Bestand keine durchgreifende Aenderung erfährt, sondern die Unterschiede im grossen und ganzen auf die Structur beschränkt bleiben.

Die andesitische Ausbildungsweise zeigt eine Anzahl von Gesteinen, welche durch grosse Frische auffallen. Sie sind von grauer Farbe, ziemlich hart und haben splittrigen Bruch. Ihr Habitus ist feinkörnig und sie lassen in grosser Anzahl porphyrische Hornblendenadeln in einer grauen Grundmasse erkennen. Während gegen Norden zu reine Hornblendeandesite anstehen, tritt dagegen nach Süden hin allmählich etwas Augit als Gemengtheil ein. Ziemlich verschieden von diesen echten Andesiten sind die Propylite, deren Ausbildung gleichmässig krystallinisch ist, und welche leicht durch hydrochemische Processe secundär verändert werden. Die Endglieder dieser Reihe sind echte „Grünsteine". Die dritte Modification endlich, in welcher die Combination von Hornblende und Plagióklas in diesem Gebiet erscheint, hat den Charakter eines echten Tiefengesteins; man kann diese Vorkommnisse geradezu Diorite nennen, wie es auch Stelzner thut, welcher derartige Bildungen als „Andendiorit" ausscheidet. Ihre Structur ist gleichmässig grobkörnig, wobei die beiden Gemengtheile in ziemlich gleicher Quantität auftreten. Diese Gesteine sind meist sehr frisch.

Die geologische Vertheilung der Gesteinsvarietäten des nördlichen Theils unseres Gebietes ist derart, dass in den höher gelegenen Partien die oben als Andesite kurz charakterisirten Gesteine anstehen. Dieselben gehen nach unten ganz allmählich in grobkörnige Modificationen über, wobei zunächst noch der Unterschied der porphyrischen Einsprenglinge und der grauen Grundmasse gewahrt bleibt. Beim weiteren Fortschreiten gegen die Basis des Berges, etwa im Centrum desselben, geht allmählich die typische Andesitstructur verloren und es stehen Gesteine an, welche, obgleich noch wenig zersetzt, schon zu den Propyliten zu rechnen sind. Dieselben unterscheiden sich hauptsächlich dadurch von den typischen Andesiten, dass die Grundmasse mehr zurücktritt, und dass durch das Vorherrschen der Feldspatheinsprenglinge, welche hier matter und weniger frisch aussehen,

das Ganze eine hellere Färbung erhält. Gegen die Peripherie dieser im ganzen einheitlichen Eruptivmasse, sowohl gegen Norden als gegen Süden zu, nehmen diese Gesteine allmählich eine grünliche Färbung an, bis sie in den äusseren Rändern zu echten „Grünsteinen" geworden sind. Die grünliche Färbung wird, wie gewöhnlich, dadurch hervorgebracht, dass chloritische Substanzen und Epidot als Umwandlungsproducte der basischen Gemengtheile auftreten und im weiteren Verlauf des Processes sich über das ganze Gestein verbreiten. In diesen propylitischen Gesteinen, und zwar in dem centralen Theil, d. h. dort, wo dieselben noch relativ frisch sind, tritt die dioritische Ausbildungsart in Form von pegmatitartigen Gängen auf. Die Gesteine dieser Gänge, deren mineralischer Bestand ganz der gleiche ist, unterscheiden sich, abgesehen von der grösseren Frische, auch dadurch von dem umgebenden Propylit, dass der Unterschied zwischen Grundmasse und Einsprenglingen völlig verloren geht und der Habitus rein granitisch-körnig wird. Die Grenze beider Gesteine verläuft ziemlich scharf, doch lässt die dioritische Form eine an den Rändern beginnende Zersetzung erkennen. Beide Varietäten sind nicht selten an einem und demselben Handstück vereinigt.

Die Gesteine der südlichen Hälfte des Bergzuges sind gleichfalls in verschiedener Weise ausgebildet. Weitaus vorherrschend sind Breccien und Tuffe mit meist röthlichbrauner Farbe, ziemlich fest und mitunter deutlich geschichtet. Erstere enthalten in einer reichlich vorhandenen, zersetzten Grundmasse zahlreiche Feldspathkrystalle und verschiedenartige eckige Gesteinstrümmer. Die Tuffe haben vorwiegend lichte Farben und den gewöhnlichen Habitus derartiger Gesteine. Neben diesen Trümmergesteinen treten massige auf, die zum grössten Theil krystallinisch ausgebildet sind und zur Classe der Pyroxenandesite gehören. Dieselben sind meist recht frisch, von ziemlicher Härte, dunkelgrauer Farbe und haben einen splittrigen Bruch.

Das geologische Bild der südlichen Hälfte des oben umschriebenen Gebietes ist das Folgende. Inmitten der Trümmergesteine und von denselben wie mit einem Mantel umgeben, ragt der massige Pyroxenandesit in mehreren isolirten, steilen Kuppen auf, welche die dominirenden Gipfel dieses Theils bilden, und aus welchem auch der nur durch den Mapocho getrennte Cerro Santa Lucia besteht; letzterer scheint durch Erosion seinen Aufschüttungsmantel verloren zu haben. Der Andesit ist häufig in regelmässigen, meist

vierkantigen Säulen erstarrt; auch ziemlich stark verwitterte Gesteinssphäroide mit schaliger Absonderung finden sich öfters vor. An einigen Stellen steht an dem Tuffmantel auch augitführender Hornblendeandesit an, dessen nähere Beziehungen zu dem Pyroxenandesit jedoch nicht ganz klar sind.

Die Auffassung der im Obigen geschilderten geologischen Verhältnisse dürfte wohl nicht zweifelhaft sein.

Die Schuttmassen, welche im südlichen Theil anstehen, fehlen dem nördlichen Theil, man wird wohl annehmen dürfen, dass diese früher auch dort vorhanden waren, aber der Erosion zum Opfer gefallen sind. Die Hornblende- und Pyroxenandesite stellen die Ergussmassen der Vulkane dar; dürften indess nicht gleichzeitiger Bildung sein. Im Gegensatz hierzu liegt in den „Andendioriten" die zu ersteren gehörige Tiefengesteinsfacies vor, welche, wie an anderen Punkten der Anden zu constatiren ist, den massigen Kern des Gebirges bilden. Die Propylite sind das bindende Mittelglied zwischen den beiden extremen Structurtypen.

A. Hornblendeandesite.

I. Rein andesitischer Habitus.

Das Gestein ist ziemlich hart, von grauer Farbe mit echter Andesitstructur. Vorherrschend ist eine graue Grundmasse, in welcher grössere Krystalle von Feldspath, sowie dünne Hornblendeprismen liegen. Ersterer ist Plagioklas. Die bräunlichgrünen Hornblendeeinsprenglinge zeigen selten Endflächen und sind infolge ihrer lang-prismatischen Form häufig geknickt und zerbrochen; Zwillingsbildung und zonarer Aufbau sind nicht selten deutlich zu beobachten. Stellenweise erkennt man grössere Chloritindividuen, welche wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Hornblende darstellen. Hin und wieder finden sich Einschlüsse von Grundmasse in der Hornblende. Die Grundmasse setzt sich zusammen aus Plagioklas und Hornblendekryställchen, sowie aus Zersetzungsproducten derselben, wie Chlorit und Kalkspath; Epidot scheint fast gänzlich zu fehlen. Glasige Basis, welche bei Hornblendeandesiten häufig fehlt, ist hier, wenn auch in geringer Menge, entwickelt.

2. Dioritporphyritischer Habitus (relativ frischer Propylit).

Das Gestein ist von lichter Farbe und besitzt eine porphyrartige Structur. In einer ziemlich reichlich vorhandenen hellgrauen Grundmasse erkennt man grössere Einsprenglinge von Feldspath, welche im Bruch nur geringen Glanz besitzen, und in etwas geringerer Zahl lang-prismatische Hornblende.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die Feldspatheinsprenglinge als Plagioklas, welcher gewöhnlich krystallographische Begrenzung zeigt. Die Zwillingsstreifung ist normal ausgebildet. Von Einschlüssen nimmt man hauptsächlich Magnetit in grösserer Menge wahr. Die grünliche Hornblende zeichnet sich durch deutliche Krystallumrisse, sowie durch häufige Zwillingsverwachsung aus. Umwandlung in Chlorit und Epidot findet sich nicht selten. Die Grundmasse des Gesteins besteht der Hauptsache nach aus Plagioklas, dazwischen liegen Partikel von Chlorit und Epidot. Magnetit ist allenthalben verbreitet.

3. Propylitischer Habitus („grüner Porphyr").

In der mehr oder weniger dunkelgrünen Grundmasse des Gesteins liegen vereinzelt grössere Krystalle von Hornblende porphyrisch ausgeschieden.

Im Dünnschliff sieht man, dass die Risse und Spalten der Plagioklaskrystalle mit chloritischen Substanzen ausgefüllt sind. Die bräunlichgrünen Hornblendeeinsprenglinge zeigen durchgängig magmatische Resorptionserscheinungen, welche mitunter den ganzen Krystall auflösen. Vielfach ist die Hornblende in Zersetzung begriffen, welche von innen nach aussen vor sich geht. Es bilden sich dann grüne schuppige Massen mit der schwachen Doppelbrechung des Chlorits, neben welchen hin und wieder Epidot und Kalkspath entstehen. Dieselben grünen Substanzen erfüllen die ganze Grundmasse des Gesteins und bedingen die für den „Propylit" charakteristische grüne Färbung. Der Plagioklas der Grundmasse ist meist noch in relativ frischem Zustande.

4. Dioritischer Habitus („Andendiorit", Stelzner).

Das vorliegende Gestein, welches vollständig das Aussehen eines echten Tiefengesteins besitzt, ist zur Kategorie von Stelzner's

Andendiorit zu rechnen. Es hat einen ziemlich gleichmässig grobkörnigen Habitus und zeichnet sich durch grosse Frische aus. Neben dem schon makroskopisch als Plagioklas erkennbaren Feldspathgemengtheil tritt sehr reichlich ein basisches Mineral von dunkler Farbe hervor, welches durch seine Spaltbarkeit als Hornblende charakterisirt ist.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass die Structur des Gesteins eine rein körnige ist. Vorherrschend ist Plagioklas, welcher ein sehr rissiges Aussehen besitzt. Im polarisirten Licht nimmt man eine eigenthümliche Art von Verwachsung wahr, welche sonst wohl nicht häufig zu beobachten ist. Es handelt sich hier nämlich um eine innige Durchdringung mehrerer Individuen, welche gegen einander keine scharfe Begrenzung zeigen und infolge dessen im Dünnschliff als unregelmässig lappige Fetzen erscheinen. Neben dieser Erscheinung und offenbar unabhängig davon beobachtet man in den meisten Fällen die für Plagioklas charakteristische Zwillingslamellirung. An Einschlüssen ist der Plagioklas ziemlich reich. Unter denselben fällt zunächst die grosse Anzahl kleiner opaker Körner auf, welche als Magnetit zu deuten sind. Ausserdem wurde Zirkon beobachtet, welcher wie gewöhnlich in kleinen deutlichen Kryställchen auftritt. Unregelmässige Partikelchen, welche kräftige Licht- und Doppelbrechung erkennen lassen, weisen auf Epidot hin, der jedenfalls secundärer Entstehung ist. Das Auftreten dieses Minerals in dem sonst frischen Plagioklas ist immerhin auffallend.

Ausser Plagioklas tritt als wesentlicher Bestandtheil nur noch grünliche Hornblende auf. Sie bildet gewöhnlich grössere Partien mit unregelmässigen Umrissen, und ist meist mit grösseren Magnetitkörnern vergesellschaftet.

Der Pleochroismus ist ziemlich lebhaft. [𝔠) olivgrün, 𝔟) grünlich mit einem Stich in's Bräunliche, 𝔞) blassweingelb.]

Im allgemeinen ist das Aussehen dieses Minerals für ein derart grobkrystallines Gestein auffallend frisch, doch lässt sich in einzelnen Fällen eine Umwandlung in Chlorit und Epidot constatiren.

B. Augitführende Hornblendeandesite.

I. Rein andesitischer Habitus.

Feinkörniges graues Gestein mit einer harten splittrigen Grundmasse, in welcher Feldspathkrystalle und kleine Hornblendenadeln in sehr grosser Menge liegen; letztere zeigen fluidale Anordnung.

Unter dem Mikroskop erkennt man Plagioklaseinsprenglinge, welche durchwegs etwas zersetzt sind. Die reichlich vorhandene Hornblende zeigt zonaren Aufbau, wobei der Kern grünlich, der Rand mehr bräunlich ist. Augit ist unter den Einsprenglingen weit weniger häufig, setzt dagegen mit dem Plagioklas hauptsächlich die Grundmasse zusammen. Er ist nahezu farblos mit einem Stich in's Grünlichgelbe; Krystallform und Spaltbarkeit sind selten deutlich. Glasige Basis ist vorhanden.

2. Propylitischer Habitus.

Mittelkörniges Gestein mit grünlichgrauer Grundmasse, in welcher man Feldspath und ein basisches Mineral von dunkler Farbe unterscheiden kann.

Unter dem Mikroskope erkennt man den Feldspath als Plagioklas, neben welchem zahlreiche Einsprenglinge von blassgelblich-grünem Augit mit kaum wahrnehmbarem Pleochroismus liegen. Letzterer hat der Zersetzung besser widerstanden als die Hornblende, von der man nur noch dürftige Ueberreste inmitten magmatischer Umrandungen vorfindet. Chlorit, Epidot und Kalkspath, welche im ganzen Gestein reichlich vorhanden sind, dürften ihre Entstehung der Zersetzung sowohl von Augit als von Hornblende verdanken.

C. Hypersthen-Augit-Andesit.

Das Gestein besitzt andesitischen Habitus. In einer dunkelgrauen Grundmasse unterscheidet man makroskopisch nur schwer Einsprenglinge von Feldspath und von einem basischen Mineral.

Im Dünnschliff ergibt sich zunächst, dass dem Gestein eine eigentliche Grundmasse abgeht, so dass es den Anschein hat, als ob es in seiner ganzen Masse gleichmässig erstarrt wäre. Jedenfalls ist eine sichere Unterscheidung von jüngeren und älteren Gemengtheilen nicht zu machen. Kleine grünliche Sphärolithe eines schwach pleochroitischen, ziemlich kräftig doppelbrechenden Minerals lassen sich vielleicht als Zersetzungsproducte einer ursprünglichen Glasbasis deuten. Der Feldspath des Gesteins, welcher sehr rissig ist, gehört der Plagioklasreihe an. Neben demselben finden sich etwas weniger häufig Körner und Krystalle von gelblich-brauner Farbe, welche gerade Auslöschung, schwache Doppelbrechung und lebhaften Pleochroismus

zeigen. [a) blassbraun mit einem Stich in's Röthliche, b) gelblich, c) lichtgrün.] Durch diese Eigenschaften, sowie durch eine deutliche Spaltbarkeit, welche in einigen Schnitten zwei sich unter 90° schneidende Richtungen erkennen lässt, ist das Mineral als rhombischer Pyroxen gekennzeichnet. Die kräftige Färbung spricht für einen ziemlich hohen Eisengehalt, es liegt also Hypersthen vor. Derselbe ist frisch und enthält öfters opake Einschlüsse. Leicht zu unterscheiden von den vorherrschenden Individuen des rhombischen Pyroxens sind vereinzelte Körner eines monosymmetrischen Augits, welcher, wie gewöhnlich in derartigen Andesiten, keinen Pleochroismus und bedeutend höhere Doppelbrechung aufweist. Hin und wieder finden sich Haufwerke von opaken Körnern und Augit, welche lebhaft an die magmatischen Ränder von Hornblende erinnern, ohne dass jedoch eine weitere Spur von diesem Mineral in dem Gestein zu bemerken wäre. Als accessorische Gemengtheile finden sich Magnetit und Apatit in ziemlicher Menge.

D. Obsidiane und Tuffe.

1. Obsidian.

Hornsteinähnliches dichtes Gestein von bläulichgrüner Farbe mit splittrigem Bruch.

Im Dünnschliff erkennt man eine deutliche in Schlieren ausgebildete Fluidalstructur, neben welcher häufig eine perlitische Absonderung hergeht, und welche beweist, dass das Gestein ursprünglich glasig erstarrt ist. Von der ursprünglichen Substanz ist nur noch ein geringer Theil vorhanden, während die Hauptmasse secundär entglast ist. Dabei entstanden vorwiegend mikrofelsitähnliche und chloritische Substanzen.

Von einer ursprünglichen Mineralausscheidung ist keine Spur mehr vorhanden.

2. Obsidianbreccien.

Mattgelbliche, grauviolette und röthlichbraune Gesteine, in welchen reichlich Feldspathkrystalle ausgeschieden sind, sowie eckige Gesteinsfragmente von dunkelbrauner und grauer Farbe eingebettet liegen.

Unter dem Mikroskop erkennt man in den frischen Varietäten eine echte Eutaxitstructur, gebildet durch die innige Durchdringung eines gelblichbraunen gekörnten Glases mit einem anderen von lichter Farbe. Beide Gläser enthalten reichlich Trichite und Margarite. Diese Structur wird häufig durch Zersetzung verwischt. Die Plagioklaseinsprenglinge zeigen deutliche Krystallumrisse und sind recht frisch, daneben findet sich selten lichtgelber Augit. Die Gesteine umschliessen zahlreiche eckige Fragmente von dunkelbrauner Farbe, welche Einschlüsse fremder Gesteine darstellen, und die ihrerseits wieder zahlreiche Feldspathkrystalle von den winzigsten Dimensionen an bis zu beträchtlicher Grösse enthalten.

3. Tuffe.

Die Tuffe lassen eine grosse Mannigfaltigkeit erkennen; sie haben theils braunrothe, theils mehr lichte Farben und sind ziemlich fest. Schichtung ist meist deutlich zu sehen, auch Pisolithstructur wurde beobachtet.

Unter dem Mikroskop sieht man Bruchstücke von Plagioklas, welche in einer äusserst feinkörnigen Masse von vulkanischem Detritus liegen.

Schlussfolgerungen.

Die Gesteine des Bergzuges vom S. Cristóbal gehören einem geologisch einheitlichen Eruptivgebiet an. Der mineralischen Zusammensetzung nach müssen die massigen Gesteine als pyroxenfreier Hornblendeandesit, augitführender Hornblendeandesit und Hypersthen-Augit-Andesit bezeichnet werden.

Der Structur und dem Habitus nach lassen sich bei den Hornblende-Plagioklasgesteinen drei Typen unterscheiden, welche durch allmähliche Uebergänge auf das innigste mit einander verbunden sind. Je nachdem die physikalischen Bedingungen bei der Erstarrung des Magmas waren, haben sich typische Andesite, respective Propylite und körnige Diorite gebildet. Diese Verhältnisse lassen sich im geologischen Vorkommen genau verfolgen. Während in den oberen Theilen der Berge die typischen Andesite, welche die Ergussgesteine repräsentiren, vorherrschen, gehen dieselben nach den unteren Horizonten hin allmählich in die schon mehr den Charakter

von Tiefengesteinen tragenden Propylite über, um schliesslich die für echte Tiefengesteine charakteristische, gleichmässig körnige Structur anzunehmen („Andendiorit“).

Die propylitische Ausbildung dieser Gesteine zeigt eine besondere Neigung zu Umwandlungen, deren Endresultat man als „Grünstein“ bezeichnen kann; ein Vorgang, welcher auffallenderweise bei derartigen Gesteinen gewöhnlich beobachtet wird.

Diese „Grünsteine“ oder „grünen Porphyre“, mit welch letzterem Namen sie in Chile, wo sie hauptsächlich in den nördlichen Provinzen eine weite Verbreitung besitzen, bezeichnet werden, stehen wie die analogen Gesteine in Ungarn und Nordamerika in inniger Beziehung zu den edlen Silbererzgängen. Besonders da, wo die grünen Porphyre (Propylite) die jurassischen Kalksteine durchbrochen haben, finden sich die reichsten und nachhaltigsten Lagerstätten von edlen Silbererzen, wie z. B. in Arqueros, Chañarcillo und Tres Puntas.

Die gleichmässig körnige Ausbildungsweise des Andesits, welche in unserem Gebiet, wo die Erosion noch nicht weit genug fortgeschritten ist, nur ausnahmsweise vorkommt, findet sich an anderen Orten in den Anden nicht selten in der Form von mächtigen Stöcken. Wie Stelzner schon bemerkte, sind die an ältere Massengesteine so lebhaft erinnernden Gebilde („Andengesteine“), welche sich in den Anden mitten unter jungvulkanischen Gesteinen vorfinden, nichts anderes als die durch starke Erosion blossgelegte Tiefengesteinsfacies der näher an der Oberfläche erstarrten und daher den Charakter von Ergussgesteinen tragenden Andesite, Trachyte etc.

Die in der südlichen Hälfte des Bergzuges anstehenden Trümmergesteine repräsentiren die lockeren vulkanischen Auswürflinge, welche später zum Theil zu geschichteten Tuffen verfestigt, zum Theil von flüssiger Lava umschlossen, zu Obsidianbreccien wurden. Diese Gesteine sind, da sie den Atmosphärilien am meisten ausgesetzt waren, der Zersetzung leicht unterlegen, so dass von den ursprünglichen Gemengtheilen, abgesehen vom Feldspath, meist nur wenig oder gar nichts mehr zu erkennen ist.

Innerhalb dieses Aufschüttungsmantels, den inneren Kern bildend, erstarrte die Lava zu mächtigen Kuppen von Hypersthen-Augit-Andesit. Dort, wo das Aufschüttungsmaterial durch Erosion vollständig zerstört wurde, wie es bei dem Cerro Santa Lucia der Fall

ist, erhebt sich die Andesitkuppe als sogenannter homogener Vulkan.

Das geologisch-petrographische Bild, welches der Bergzug vom S. Cristóbal darbietet, erinnert in vielen Beziehungen an das Andesitgebiet des Comstock-Lode im Washoe-District, das von Becker[1]) und Hague und Iddings[2]) eingehend beschrieben wurde. Ebenso wie dort, wurde hier ein enger geologischer Verband von Hornblende- und Hypersthenandesiten wahrgenommen, und der innige Zusammenhang, welcher im Washoe-District zwischen echten Hornblendeandesiten einerseits und Propyliten, respective Dioriten andererseits beobachtet wurde, liess sich auch hier deutlich verfolgen. Der Uebergang vom echten Andesit zu dem körnigen Diorit wird durch den Propylit vermittelt, welcher sich als durchaus gleichalterig mit den beiden anderen Ausbildungsformen darstellt und durch einen Habitus ausgezeichnet ist, den man vielleicht am besten als „Dioritporphyrit“ charakterisirt. Ebenso entspricht nach Stelzner der von ihm in Chile beobachtete Andendiorit genau dem „körnigen Diorit“ vom Mt. Davidson im Washoe-District.

Es wird also durch das klare Profil des S. Cristóbal die Auffassung bestätigt, welche Judd[3]), Stelzner, Hague und Iddings u. a. schon früher ausgesprochen haben, dass die Structur dieser Gesteine nicht im Alter, sondern nur in den Bedingungen ihrer Erstarrung begründet ist.

---

[1]) Becker, Geology of the Comstock Lode and the Washoe district. Monographs of the U. S. geol. Surv. III, 1882.

[2]) Hague and Iddings, On the development of crystallisation in the igneous rocks of Washoe etc. Bull. U. S. geol. Surv. Nr. 17, 1885.

[3]) Judd, On the ancient volcano of the district of Schemnitz. Q. J. Geol. Soc. 1876, XXXII. 292.

Berichtigung. Auf der Karte pag. 144 ist durch ein Versehen der Maassstab 1 : 200.000 angegeben; es soll richtig heissen 1 : 100.000.

XII. Ein neues Cordieritgestein vom Mte. Doja in der Adamellogruppe.

Von **A. Pelikan.**

Allgemeines.

Das Gestein, dessen Beschreibung hier mitgetheilt werden soll, wurde von Herrn Professor Suess entdeckt; dasselbe hat auch in seinem Werke: „Das Antlitz der Erde“ Erwähnung gefunden. Die betreffende Stelle lautet: „In der 500 bis höchstens 2000 Meter breiten Aura des Contactes fehlt es allerdings nicht an mannigfaltigen Einschaltungen. Leicht unterscheidet man drei Gruppen derselben. Die erste umfasst die den Schichten der Trias normal eingeschalteten Tafeln oder Decken von braunrothem Porphyr (π π Fig. 27, Bd. I, pag. 315), ich halte sie für übereinstimmend mit den triadischen Porphyrdecken, welche in den Südalpen vom Luschariberge bei Raibl bis Val Trompia und noch weiter gegen West an so vielen Punkten sichtbar sind“ (pag. 318).

Das ungewöhnliche Aussehen dieses „braunrothen Porphyrs“ veranlasste eine nähere Prüfung, die in der That ein interessantes Resultat ergab, welches einer Veröffentlichung wert schien.

Physikalische Untersuchung.

Ueber die Lagerungsform gibt das oben Mitgetheilte Aufschluss. Die Structur ist die porphyrische. Die Grundmasse besitzt eine dunkel rothbraune Färbung, erscheint bei der Beobachtung mit freiem Auge oder mit der Lupe dicht und besitzt einen schwach sammtartigen Schimmer. Gesammthärte etwas über 4. Das Gestein zeigt splitterigen Bruch. Die zahlreichen Einsprenglinge, deren Grösse und Form etwa die eines Hirsekornes ist, zeigen dieselbe Farbe wie die Grundmasse, nur um ein paar Stufen heller. Ihre Durchschnitte besitzen zuweilen die Form eines ziemlich regelmässigen Sechsseites; meist aber sind es längliche, abgerundete Formen oder gestreckte Sechsseite. Die Härte der Einsprenglinge ist um ein geringes grösser als die der Grundmasse (etwa 5).

Bei der Prüfung der braunen Grundmasse unter dem Mikroskope ergab sich Folgendes:

Die Anwendung stärkerer Vergrösserungen (Ocular 2, Objectiv V Reichert) enthüllt die Anwesenheit von drei farbigen Gemengtheilen, die in einen Grundteig aus farblosen Mineralkörnern eingebettet sind. Der erste der farbigen Gemengtheile ist Biotit. Derselbe erscheint in der Form zarter, gelblichbrauner Stäubchen und ist derjenige Bestandtheil, der dem Gesteine die Farbe verleiht. Die Biotit-Stäubchen sind in solch ungeheurer Anzahl vorhanden, dass sie etwa die Hälfte der ganzen Grundmasse ausmachen. Ihre Form kann erst unter Zuhilfenahme starker Vergrösserungen (2, VIII Reichert) erkannt werden. Unregelmässig rundliche und längliche Formen herrschen vor; es finden sich aber auch gut ausgebildete Sechsseite. Die länglichen Formen löschen das Licht gerade aus, die Sechsseite verhalten sich isotrop. Ein in einem Schliffe vorhandener grösserer Durchschnitt gab sich durch die Spaltbarkeit, die Absorption und die Lichtbrechung unzweifelhaft als Biotit zu erkennen.

Die Grösse der Glimmer-Individuen ist eine so geringe (Dimensionen im Mittel etwa 0·01 Millimeter), dass oft mehrere in dem Dünnschliffe übereinander liegen, die man dann durch Heben oder Senken des Tubus nacheinander zur Anschauung bringen kann. Sofort in die Augen springend ist ferner die Thatsache, dass die Glimmerstäubchen um die Einsprenglinge herum dichter geschart sind als in der übrigen Grundmasse. Die Erscheinung macht den Eindruck, als ob die Einsprenglinge bei ihrer Bildung das Bestreben gehabt hätten, die Glimmerblättchen bei Seite zu schieben.

Die Grundmasse beherbergt ausserdem noch eine bedeutende Anzahl von zarten Prismen und feinen Nädelchen, durch welche zwei Mineralspecies repräsentirt werden. Die einen erscheinen entweder in der Form vierseitiger Säulen (ca. 0·01 Millimeter lang, 0·001—0·002 Millimeter breit), verbunden mit einer Pyramide, oder als unregelmässig begrenzte Körner. Knieförmige Zwillinge sind nicht eben selten. Der Winkel, um welchen die Hauptaxen der beiden Individuen von einander abweichen, wurde zu 65—66° bestimmt. Die Kryställchen sind von einem sehr breiten, schwarzen Rande umsäumt, besitzen also ein hohes Lichtbrechungsvermögen. Die grösseren Säulchen und Körner lassen bei bräunlich-gelber Eigenfärbung keine Polarisationsfarben erkennen; dies Verhalten gestattet einen Schluss auf starke

Doppelbrechung. Das Mineral ist durch Flussäure unangreifbar; es ist Rutil.

Die zweite Art von Einschlüssen erscheint in der Form sechsseitiger Prismen, welche häufig Quersprünge aufweisen; der Abschluss wird durch die Flächen einer stumpfen Pyramide, bezw. eines stumpfen Rhomboëders hergestellt. Da das Mineral, welches gerade Auslöschung besitzt, gleichfalls in Flussäure unlöslich ist, so kann es leicht zur Anschauung gebracht werden. Ein radialstengeliges Aggregat, dessen Componenten sich gleich dem in Rede stehenden Minerale als optisch negativ erwiesen, dürfte ebenfalls hierher zu zählen sein. Aus Contour und Relief lässt sich auf einen Brechungsexponenten mittlerer Grösse schliessen; die Doppelbrechung ist ziemlich stark. Das für die Bestimmung des Minerales wichtigste Kennzeichen ist aber die starke Absorption des ordentlichen Strahles. Bei Schwingungen parallel der Hauptaxe erscheinen die Säulchen vollständig farblos; bei solchen in einer dazu senkrechten Richtung schmutzig grün. Da derartige Absorptionsunterschiede nur bei Biotiten, Amphibolen und bei Turmalin vorkommen, so dürfte das Mineral Turmalin sein. Die Dimensionen der Turmalinkryställchen sind: 0·03—0·04 Millimeter in der Länge, 0·004—0·006 Millimeter in der Breite. Die beiden accessorischen Gemengtheile Rutil und Turmalin sind, wenn auch nicht gerade spärlich, doch kaum in einer wenige Percente des Gesteines übersteigenden Menge vorhanden.

Um über die Beschaffenheit des farblosen Restes der Grundmasse Klarheit zu gewinnen, wurde einem gütigen Rathe des Herrn Professors Becke folgend, die von ihm erfundene Tinctionsmethode [1]) in Anwendung gebracht. Es wurden mehrere Schliffe [2]) mit Flussäure geätzt und mit Anilinblau gefärbt. Es lässt sich mit Hilfe dieser Methode verhältnismässig leicht zeigen, dass drei Substanzen von verschiedener Empfindlichkeit vorliegen: eine leicht färbbare, eine schwieriger zu färbende und eine auch nach stärkster Einwirkung der Flussäure keinen Farbstoff annehmende. Der sich leicht färbende Theil ist unzweifelhaft Plagioklas. Da ferner

---

[1]) Diese Mittheilungen, Bd. X, pag. 90: Die Unterscheidung von Quarz und Feldspath in Dünnschliffen mittels Färbung.

[2]) Zwei Schliffe hat Herr Professor Becke selbst gefärbt. Hierfür, sowie überhaupt für die mir zutheil gewordene Unterstützung sei ihm hiermit der wärmste Dank ausgesprochen.

unter den sich etwas schwieriger färbenden Körnern einige grössere gefunden wurden, bei denen die Aetzung und nachherige Färbung eine Spaltbarkeit nach zwei Richtungen enthüllt hatte und welche sich mit einiger Wahrscheinlichkeit — die Prüfung solch winziger Individuen ist natürlich etwas sehr Missliches — als zweiaxig zu erkennen gaben, so ist die Annahme, dass hier eine zweite Feldspathgattung vorliegt, gerechtfertigt. Die chemische Analyse führt zu der Annahme, dass wir Orthoklas vor uns haben.[1])

Das unfärbbare Mineral, von welchem ein grösseres Korn mit Sprüngen, aber ohne Spaltbarkeit aufgefunden wurde, scheint Quarz zu sein. Er findet sich sowohl in einzelnen Körnern, als auch in Körnergruppen in der Grundmasse zerstreut. Die später anzuführende chemische Analyse lässt diese Diagnose als wohl begründet erscheinen.

Wenden wir uns nun zur Betrachtung der Einsprenglinge, so sind es hier vor Allem die Durchschnitte von der Form eines mehr oder minder regelmässigen Sechsseits, die unsere Aufmerksamkeit in Anspruch nehmen. Dieselben lassen erkennen, dass hier eine Drillingsbildung vorliegt, indem von den sechs Sectoren immer zwei gegenüberliegende das Licht gleichzeitig auslöschen. So wenig nun die ganzen Durchschnitte eine geradlinig scharfe Begrenzung aufweisen, ebensowenig sind die einzelnen Individuen im Drillinge geradlinig gegen einander abgegrenzt. Auch sind fast jedem Sector Lamellen oder Schmitzen anderer Stellungen eingeschaltet. Pleochroismus ist nicht wahrnehmbar. Das Mineral ist optisch zweiaxig. Die Prüfung mit dem Gypsblättchen lehrt, dass in den Längsschnitten die Axe grösserer Elasticität parallel der Längsrichtung liegt, während sie in den sechsseitigen Querschnitten mit der Seite des Sechsecks übereinstimmt. Im convergenten Lichte zeigen die letzterwähnten Schnitte ein sehr verschwommenes Axenbild. Das Mineral hat also negativen Charakter.

Die erwähnte Drillingsbildung legt die Vermuthung nahe, dass wir es hier mit Cordierit zu thun haben. Mit dieser Annahme stimmt ausser der oben erwähnten Orientirung auch das Lichtbrechungsvermögen und die Doppelbrechung überein. Relief und Contour weisen auf eine Lichtbrechung hin, welche von der des Canadabalsams nur

---

[1]) Ueber die Unterschiede der einzelnen Feldspathe bei der Anwendung seiner Methode wird Herr Prof. Becke demnächst selbst berichten.

wenig oder gar nicht abweicht und sich auch von jener des Feldspathes der Grundmasse kaum unterscheidet. Es ist aber der Brechungsexponent des Canadabalsams (Klein, Sitzungsberichte der kgl. pr. Akad. d. Wissensch. 1890, XVIII) $n = 1·536$; der mittlere Brechungsexponent $\frac{\alpha + \beta + \gamma}{3}$ nach Michel-Levy und Lacroix (Tableaux des minéraux des roches) für Cordierit 1·536, für Albit 1·535, für Oligoklas 1·538, für Labradorit 1·553, für Orthoklas 1·523; der mittlere Brechungsexponent für Quarz beträgt 1·547.

Die Interferenzfarben des fraglichen Cordierits und der farblosen Grundmassebestandtheile bewegen sich in den graublauen bis blass strohgelben Tönen der ersten Ordnung. Nach den oben citirten Tabellen ist aber die für die Beurtheilung der Stärke der Doppelbrechung wesentliche Differenz $\gamma - \alpha$ für Cordierit 0·007—0·010, für Albit 0·008, für Oligoklas 0·008, für Labradorit 0·008, für Orthoklas 0·007, für Quarz 0·009.

Die chemische Analyse kann keinen genauen Aufschluss über die Natur dieses Minerals geben, da dasselbe einen ungewöhnlichen Reichthum an festen Einschlüssen aufweist.

Die Härte des Minerals (ca. 5) stimmt allerdings nicht mit jener des Cordierits. Da aber die Krystalle ganz durchspickt sind mit Einschlüssen, so beweist ein Ritzversuch nichts, da die ritzende Spitze einfach den Zusammenhang der Einschlüsse mit dem Wirthe löst und die zarten Maschenwände des letzteren zerbricht. Betrachtet man die Cordierite im Dünnschliffe mit freiem Auge, so sieht man, dass jedes Korn einen relativ kleinen hellen Kern besitzt, um welchen sich eine ziemlich breite dunklere, also offenbar einschlussreiche Schichte herumlegt. Die Grenze gegen aussen bildet wieder eine helle, in der Regel schmälere Schichte.

Die erwähnten Einschlüsse sind: Biotitblättchen, Rutil- und Turmalinkryställchen von gleicher Beschaffenheit wie in der Grundmasse; ausserdem findet sich noch ein viertes Mineral. Dasselbe kommt meist in rechteckigen, mehr oder minder gelappten Durchschnitten vor. Sie zeigen eine sehr vollkommene Spaltbarkeit parallel zur Längsrichtung und gerade Auslöschung in Bezug auf die Spaltbarkeit. Die Doppelbrechung ist ziemlich stark, die Richtung der Spaltrisse ist zugleich Richtung der kleineren Elasticität. Das Mineral ist Muscovit. Da derselbe meist am Rande der Cordieritkörner oder

dort, wo zwei solche sich berühren, auftritt, so ist es wahrscheinlich, dass er eine secundäre Bildung aus dem Cordierit darstellt.

In einem Aufsatze: „Geologische und petrographische Studien am Monte Aviólo im italienischen Antheil der Adamellogruppe“ (Zeitschr. der D. geol. Ges., Jahrgang 1890) beschreibt Herr W. Salomon Cordierit führende Contactgesteine, deren Cordierite gleichfalls Biotitblättchen in grosser Menge einschliessen. Der Autor betrachtet die so entstehende Mineralstructur für seine Gesteine als Charakteristicum der durch die Contactmetamorphose erzeugten Neubildungen [1]) und bezeichnet sie daher geradezu als „Contactstructur“ (pag. 487).

Ein Vergleich der von Herrn Salomon am angeführten Orte gegebenen Beschreibung mit dem, was pag. 160 über unseren Cordierit und Biotit gesagt wurde, lehrt die auffallende Uebereinstimmung beider Erscheinungen.

Chemische Untersuchung.

Um über den chemischen Bestand des Gesteines Klarheit zu gewinnen, wurde eine qualitative Bauschanalyse ausgeführt und ausserdem wurden mikrochemische Proben mit Flussäure an Theilchen der Grundmasse und an Einsprenglingen vorgenommen. Es ergab sich die Anwesenheit von Silicium, Eisen, Aluminium, Calcium, Magnesium, Kalium, Natrium, Titan und Bor.

Die mikrochemische Prüfung zeigte, dass die Alkalien vorzugsweise der Grundmasse angehören und dass die Einsprenglinge reich an Magnesium sind. Das Gestein wird von kalter Salzsäure nicht, von kochender hingegen merklich angegriffen; auch kalte Flussäure schliesst dasselbe nur unvollkommen auf, wie schon gelegentlich der Besprechung von Turmalin und Rutil erwähnt wurde.

Die quantitative Bestimmung der wichtigsten Bestandtheile, welche mein geehrter Freund R. v. Zeynek auszuführen die Freundlichkeit hatte, ergab folgendes Resultat:

[1]) Er beobachtete jene Structur am Cordierit, Andalusit und Orthoklas.

I. Substanz im Porzellanrohre mit kohlensaurem Natronkali aufgeschlossen. Angewandte Menge 1·0331 Gramm.

H_2O	= 0·0244	Gramm
SiO_2 . . .	= 0·5876	„
Fe_2O_3 . . .	= 0·0796	„
Al_2O_3 . . .	= 0·2155	„
CaO	= 0·0133	„
$Mg_2P_2O_7$ . .	= 0·0902	Gramm, entsprechend 0·0325 Gramm MgO.

II. Substanz mit Flussäure aufgeschlossen. Substanz 1·0087 Gramm.

$KCl + NaCl$ = 0·1367 Gramm
K_2PtCl_6 . . = 0·3910 Gramm, entsprechend 0·1195 KCl = $0{\cdot}0755_1$ K_2O,
Na_2O = $0{\cdot}0091_8$ Gramm.

III. Substanz mit Flussäure im zugeschmolzenen Rohre aufgeschlossen und mit Chamäleon titrirt. 1 Cubikcentimeter Chamäleon entspricht 0·0066912 Gramm FeO. Für 0·4861 Gramm Substanz wurden 3·3 Cubikcentimeter Chamäleon verbraucht. Die vorhandene Menge FeO betrug also 0·02208 Gramm.

Aus diesen Angaben ergibt sich folgende procentische Zusammensetzung:

H_2O	= 2·362
SiO_2 (incl. TiO_2)	= 56·878
FeO	= 4·542
Fe_2O_3	= 2·657
Al_2O_3	= 20·860
CaO	= 1·287
MgO	= 3·146
K_2O	= 7·485
Na_2O	= 0·905
Summe . .	100·122

Wenn man versucht, die erhaltenen Resultate im Einklange mit der physikalischen Untersuchung übersichtlich nach den Gesteinsbestandtheilen zu gruppiren — wobei jedoch der Wert einer solchen Zusammenstellung durchaus nicht überschätzt werden soll — so gelingt dies unter Anwendung der folgenden Analysen, bezw. Formeln ziemlich befriedigend:

a) Dunkler Glimmer aus dem Granitgneiss von New-York; analysirt von P. Schweitzer. (Tschermak, Glimmergruppe, II. Sitzungsber. Wr. Akad., Abth. I, LXXVIII. Bd., pag. 20.)

b) Muscovit, Bengalen (ebenda, pag. 11).

c) Cordierit (Dana, Syst. of Min., pag. 300: $SiO_2 = 49·4$, $Al_2O_3 = 33·9$, $MgO = 8·8$, $FeO = 7·9$).

d) Orthoklas (Tschermak, Lehrbuch, pag. 465).

e) Plagioklas (ebenda, pag. 470, Mischung $Ab_1 An_1$).

	H_2O	SiO_2	FeO	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO	KO	Na_2O
Gestein	2·362	56·878	4·542	2·657	20·860	1·287	3·146	7·485	0·905
Glimmer von New-York	0·54	7·25	3·34	2·657	2·50	—	1·46	1·75	0·19
Muscovit	0·25	2·27	0·064	0·04	0·01	0·019	—	0·44	0·031
Cordierit	—	9·4	1·5	—	6·4	—	1·68	—	—
Orthoklas	—	20·0	—	—	5·13	—	—	5·23	—
Plagioklas	—	7·0	—	—	4·0	1·287	—	—	0·71
Summe	0·79	45·92	4·904	2·697	18·04	1·306	3·14	7·42	0·931

Die Uebereinstimmung des berechneten Gesteines mit der Analyse ist wohl nur eine beiläufige. Es wäre aber müssig, eine genaue Uebereinstimmung zu suchen; denn erstens ist kein einziger von den Grundstoffen nur in einem Gemengtheile vorhanden, mit dem man also die Rechnung beginnen könnte, und zweitens liegt kein Anhaltspunkt vor, der auf die Zusammensetzung des dunklen Glimmers einen Schluss gestatten würde. Das Schema genügt aber, um das durch die mikroskopische Betrachtung gewonnene Bild der Zusammensetzung anschaulicher zu gestalten.

Die Rechnung ergibt circa 18 Procent Cordierit, 20 Procent Glimmer, 30 Procent Orthoklas und 13 Procent Plagioklas. Nach der Schätzung im Mikroskope wäre der hier gefundene Gehalt an Biotit etwas zu niedrig.

Die bedeutende Differenz, welche bezüglich des Siliciumdioxydes zwischen dem Analysenergebnisse und der Rechnung besteht, deutet auf einen Quarzgehalt hin. In den Rest von 22 Procent theilen sich demnach: Quarz, Rutil, Turmalin und der bei Besprechung der Cordierite erwähnte Muscovit. Von letzterem wurden circa 5 Procent in die Rechnung eingeführt.

Stellung des Gesteines im Systeme.

Nach der gegebenen Beschreibung, insbesondere nach dem, was pag. 157 über die Structur gesagt wurde, scheint es wohl ziemlich sicher zu sein, dass unser Gestein ein Product der Contactmetamorphose, ein Cordieritglimmerhornfels, ist.

Wenn diese Frage trotzdem hier nochmals aufgerollt wird, so geschieht dies, um einige Bedenken anzuführen, welche obiger Annahme entgegenzustehen scheinen.

Erstens haben wir zu erwähnen, dass unser Gestein, wie angegeben wurde (pag. 156), zwischen Bänken von Triaskalk ziemlich entfernt vom Tonalite eingeschaltet gefunden wurde. Herr Professor Suess, sowie sein Begleiter, Herr Dr. Diener, wissen sich nicht zu erinnern, an dem Kalksteine in unmittelbarer Nähe unseres Gesteines irgend welche Veränderung wahrgenommen zu haben. Falls hier nicht ein Uebersehen vorliegt, wäre dies wohl eine sonderbare Erscheinung, zumal ja gerade die Kalksteine gegen Contacteinwirkungen sehr empfindlich sind und leicht eine krystalline Structur annehmen. Dies geht aus den Untersuchungen Lossen's über die Contactzone des Rammelsberges hervor. „Ausserhalb der äussersten, deutlich als umgewandelt erkennbaren Fleckschieferzone setzt nördlich von der Heinrichsburg noch eine Kalksilicatmasse im Schiefer auf. Der kohlensaure Kalk ist also für die Granitnähe noch empfindlicher als das Thonschiefersediment.“ (Citirt nach Roth, Chem. Geologie, Bd. III, pag. 108.)

Eine zweite Schwierigkeit liegt darin, dass man keinen sicheren Anhalt dafür hat, welches Gestein ursprünglich vorhanden gewesen sei. Die Annahme, es sei dies ein Thonschiefer gewesen, erregt wohl einige tektonische Bedenken, während die Supposition, dass ein Eruptivgestein oder ein Tuff das ursprüngliche Gestein gewesen sei, zu hypothetisch ist, um weiter discutirt werden zu können.

Anhangsweise möchte ich noch anführen, dass ich in den durch die classischen Untersuchungen des Herrn Geheimrathes Rosenbusch bekannt gewordenen Contactproducten der Steiger Schiefer Cordierite gefunden habe, welche mit jenen des eben beschriebenen Gesteines grosse Aehnlichkeit besitzen. Die Beschreibung, welche

Herr Professor Rosenbusch von den Cordieriten gibt[1]), lautet: „Dagegen tritt an einzelnen Punkten des Gebietes in dem Andalusitschiefer ein anderes Mineral als accessorischer Gemengtheil auf, der Cordierit. Derselbe bildet keine wohlumgrenzten Krystalle, sondern Krystallkörner, gehört der wenig pleochroitischen Varietät an, umschliesst in Menge die bekannten nadelförmigen Interpositionen, wie bei Orijörfvi und in den Cordieritgneissen Sachsens, und die mit pleochroitischen Höfen umgebenen grellen Körnchen. Selten frisch, entwickeln sich meist bei seiner Zersetzung die so sehr charakteristischen filzigen Aggregate; doch wurde auch die Umwandlung zu einer optisch einheitlichen, gelben, blättrigen Mineralmasse beobachtet, welche ich früher an den Cordieriten der Gneisse aus der Umgebung von Freiburg beschrieben habe."

In dem mir vorliegenden Dünnschliffe, welcher von einem Andalusithornfels der Steiger Schiefer (Andlau, Vogesen) herrührt, finden sich unter den Cordieritdurchschnitten einige ganz deutliche Sechsseite, an denen unter gekreuzten Nicols die sechs Sectoren sehr schön zu sehen sind.

Aus der Gesammtheit der Durchschnitte geht hervor, dass der Cordierit ebenso wie in unserem Gesteine zumeist in abgerundeten Krystallen vorliegt. Die Durchschnitte, auf welche ich mich beziehe, zeigten zwar weder die nadelförmigen Einschlüsse, noch die pleochroitischen Höfe, noch waren sie in eine optisch einheitliche, gelbe, blättrige Mineralmasse umgewandelt; wohl aber zeigten sie etwas, was vielleicht des Hervorhebens wert ist: sie umschliessen nämlich in grosser Anzahl jene schwarzen Stäubchen, die Herr Geheimrath Rosenbusch als Pigment bezeichnet und von welchen sie ebenso erfüllt sind, wie die Cordierite unseres Gesteins mit Glimmerblättchen.

Durch die Anhäufung dieses Pigmentes zeichnen sich bekanntlich die „Knoten" der Knotenthonschiefer, derjenigen Gesteine, bei denen die Contactwirkung am schwächsten war, vor der übrigen Schiefermasse aus. Es erweckt den Anschein, dass die stark pigmentirten Cordierite in dem Hornfelse nichts anderes sind, als die kleiner gewordenen Knoten der Knotenschiefer. Die Vorstellung, dass in denjenigen Gesteinen, welche einer heftigeren Einwirkung des Contactes unterworfen waren, die bestimmten Centren zustrebenden

---

[1]) Die Steiger Schiefer und ihre Contactproducte, pag. 220.

Krystallmolekeln mehr Zeit und Gelegenheit gehabt haben, dieses ihr Ziel zu erreichen und sich regelmässig zu gruppiren, als in den Knotenschiefern, wo die die Bewegung der Molekeln fördernden Umstände zu wirken aufhörten, bevor die Sammlung und regelmässige Anordnung beendet war, drängt sich bei der Betrachtung der Dünnschliffe unwillkürlich auf.

In den Knotenschiefern sind die stärker pigmentirten Stellen nämlich ziemlich gross, in den Hornfelsen sind sie bedeutend kleiner. Die Knoten der Knotenschiefer besitzen überwiegend rundliche Umrisse, und nur hie und da zeigt sich einer, der annähernd geradlinig begrenzt ist. An den Pigmentstellen der Hornfelse sind geradlinige Begrenzungen die Regel. An den grossen Flecken der Knotenschiefer ist Doppelbrechung nur selten und in geringstem Grade wahrnehmbar; bei den Hornfelsen ist sie sehr deutlich.

Ob wir demnach in den Knoten der Knotenschiefer des Vogesen-Gebietes wirklich nur „Schiefermasse" zu erblicken haben, das erscheint doch noch nicht ganz sichergestellt zu sein. Ich habe mir erlaubt, meine Beobachtungen an Andlauer Hornfelsen mitzutheilen, weil ich die Vermuthung hege, dass die erwähnten Präparate eben ganz besonders glückliche Schnitte enthalten, wie sie Herrn Geheimrath Rosenbusch vielleicht nicht vorlagen.

Hussak[1]) hat die Cordierit-Natur der Knoten in dem Knotenglimmerschiefer von Tirpersdorf in Sachsen gleichfalls erkannt und vertritt die Ansicht, „dass die Knoten aus der Zersetzung eingewachsener Krystalle hervorgegangen sind".

Ob diese Annahme für die Steiger Schiefer das Richtige trifft, scheint nicht minder zweifelhaft zu sein. Denn erstens kommt im unveränderten Schiefer kein Cordierit vor, und zweitens finden sich die grossen Knoten — das Endproduct des Umwandlungsprocesses nach dieser Ansicht — in den schwach umgewandelten Knotenschiefern, der deutliche Cordierit in den Producten stärkerer Umwandlung, den Hornfelsen.

Wien, Mineralogisch-petrogr. Universitäts-Institut, Mai 1891.

---

[1]) Mineralog. u. petrograph. Notizen. Sitzungsber. d. niederrhein. Gesellsch. zu Bonn 1887. (?)

XIII. Notizen.

Gangförmiges Auftreten von doleritischem Nephelinit in der Umgebung des Schreckenstein im böhmischen Mittelgebirge.

Ostnordöstlich vom klotzförmigen Phonolithfelsen der Burgruine Schreckenstein (Meereshöhe 247 Meter) breitet sich über recht ansehnlichen Massen von Basalttuff in der Meereshöhe von 280—310 Meter eine 10—30 Meter mächtige Decke eines Nephelinbasaltes aus. Derselbe besteht aus sehr kleinen Augitkrystallen, aus Magnetit, wenig Biotit und grossen Nephelinen. Porphyrisch tritt Olivin sehr häufig auf, und zwar in Krystallen und Körnern, welche die Grösse einiger Millimeter erreichen. Der Nephelin bildet grössere, einheitlich aufgebaute Felder, in welchen kleine wohl ausgebildete Augitkrystalle oder Gruppen von solchen eingestreut erscheinen.

Dieser dichte Nephelinbasalt ist von Gängen eines doleritischen Nephelingesteines mit grobem Korn durchsetzt, welches seit Langem unter der Bezeichnung „Nephelindolerit von Schreckenstein" bekannt ist. Zuletzt beschrieb es wohl H. Rosenbusch (Mikrosk. Phys. d. massigen Gest. 1887, 2. Aufl., pag. 791).

Minder gut gekannt ist die Art seines Vorkommens und sein Verhältnis zu dem ihn umgebenden dichten Basalt. Folgende Zeilen sollen dies etwas näher berühren. Der doleritische Nephelinit tritt entschieden gangförmig auf. Es sind mehrere Gänge verschiedener Richtung und von wechselnder Mächtigkeit vorhanden. E. Bořický spricht (Petrogr. Stud. a. d. Basaltgest. Böhmens, pag. 76) von „vier etwa klafterbreiten Gängen des körnigen Nephelinits", welche in der Richtung von Süd nach Nord „gegen den Gebirgskamm emporsteigen" sollen. Diese Angabe lässt sich auf ihre Richtigkeit an der zum Theil unzugänglichen steilen, jetzt bewaldeten Berglehne nicht leicht prüfen. Nach den derzeit zugänglichen Aufschlüssen muss das Vorhandensein von vier nordsüdlich gerichteten klafterbreiten Gängen stark angezweifelt werden. Am besten aufgeschlossen sind folgende Gänge. An der westlichen, der Burgruine zugekehrten Seite der Basaltdecke findet sich ein Gang von 5—10 Centimeter Mächtigkeit vor. Derselbe ist nordsüdlich gerichtet mit einem westlichen Einfallen von 20—30°. Etwa 400 Meter weiter gegen Osten an der nach Südost geneigten Lehne des Seitenthälchens treten Gänge mit südöstlicher Streichrichtung (Südost 150°) und saigerem Einfallen auf. Diese letzteren zeigen ein bemerkenswerthes Verhalten. Das doleritische Gestein löst sich allda in einen Schwarm von schmalen Gängen und Trümern auf, welche, stellenweise kaum

1 Centimeter mächtig, Bruchstücke dichten Basaltes netzförmig umschliessen. Längs des Contactes grenzen sich hier dichter Basalt und Dolerit scharf gegeneinander ab. Etwa 20 Meter weiter westlich vereinigt sich der Schwarm zu einem einzigen Gange, welcher bald zu einer Mächtigkeit von mehreren Metern anschwillt, um kurz nachher wieder auf wenige Decimeter Breite zusammenzuschrumpfen.

Obwohl ein genetischer Zusammenhang zwischen Dolerit und Basalt nicht geleugnet werden kann, so gewinnen durch diese Art des Auftretens die doleritischen Gänge einen gewissen Grad von Selbständigkeit gegenüber dem dichten Basalt. Doleritgänge dieser Art, hier scharf abgesetzt vom Basalt, an anderen Orten minder scharf sich trennend, bald zu meterbreiten Gängen anschwellend, bald in einen Schwarm von Trümern aufgelöst, können nicht als blosse „grobkörnige Ausscheidungen“ aus einem und demselben Magma, von gleichzeitiger Bildung mit dem dichten Basalte, aufgefasst werden. Sie müssen später entstanden und dem zum Theil verfestigten Basalte eingepresst worden sein. Besonders lehrreich erweisen sich in dieser Beziehung die kaum Millimeter breiten doleritischen Trümchen, welche den dichten Basalt durchsetzen. Diese bestehen zuletzt vorzugsweise aus Nephelin mit zurücktretenden grösseren Augitkrystallen. Der Nephelin ist von langen Apatitnadeln durchspickt. Dem dichten Basalt fehlt Apatit in dieser Form nahezu gänzlich. Die Trümchen werden von kleinen Augitkryställchen umsäumt, welche dem dichten Basalte angehören, in den von Nephelin erfüllten Raum jedoch mit gut ausgebildeten Krystallflächen hineinragen. An solchen Stellen schieden sich aus dem Basaltmagma bei rascher Erstarrung Magnetit, Augit und Nephelin in Form des dichten Basaltes unter Bildung von Hohlräumen aus. In einem späteren Stadium wurden die Hohlräume von einem nachschiebenden Magma erfüllt, welches allda und in offenen Gängen langsam erstarrte und dem grobkörnigen Nephelinit Entstehung gab.

Es liegt so nahe, für die gangförmigen Dolerite diese Bildungsart anzunehmen. Sie wären dann durch ähnliche Vorgänge entstanden, wie sie von W. C. Brögger für die Bildung der pegmatitischen Gänge Norwegens neuerdings in so vorzüglicher Weise dargelegt worden sind. (Zeitschrift. f. Krystall. u. Min., 16. Bd. 1890, pag. 215—235.) Auf diese verwandtschaftlichen Beziehungen zwischen der Bildung der pegmatitischen Gänge und jener unserer Doleritgänge wurde zuerst von Prof. Dr. F. Becke bei einer gemeinsamen Begehung der Schreckensteiner Dolerite hingewiesen. Und bei diesem Anlasse wurde auch die Abfassung dieser Notiz angeregt.

Wenn auch gangförmiges Auftreten doleritischer Nephelinite schon am Gestein von Meiches, dann von der Stopfelskoppe bei Eisenach u. v. a. O. bekannt ist, so dürfte es doch hinreichend begründet erscheinen, wenn auf das gangförmige Vorkommen des Schreckensteiner Gesteines neuerlich hingewiesen wird. Im Sinne der durch Brögger vertretenen Anschauungen über die Bildung pegmatitischer Gänge im allgemeinen würden die holokrystallinen Nephelindolerite von Schreckenstein ohne Zwang ein tertiäres Analogon zu den älteren pegmatitischen Ganggesteinen in ähnlicher Weise darstellen, wie es bei den tertiären Feldspath-Doleriten von Rongstock älteren Tiefengesteinen gegenüber der Fall ist.

Tetschen-Liebwerd, Ende Mai 1891. J. Em. Hibsch.

Titanit von Zöptau.

Der Titanit, welcher an den allen Mineralogen bekannten Fundstellen des Epidot und Albit in der Umgebung von Zöptau gefunden wird, ist in der Literatur mehrfach erwähnt worden [1]), doch hat eine Bestimmung der Form der hier auftretenden Krystalle meines Wissens bisher nicht stattgefunden, was wohl durch die meist geringe Grösse und die unvollkommene Ausbildung der ziemlich seltenen Krystalle bedingt ist.

Im vorigen Jahre sah ich in der Sammlung des Herrn Heinrich Langer in Goldenstein, welcher die Minerale der Umgebung seit Jahren mit grosser Sorgfalt sammelt, einen ungewöhnlich schönen, grossen, losen Krystall von diesem Fundort.

Der Krystall ist dicktafelig, 2·5 Centimeter lang, 1·2 Centimeter breit; er ist gestreckt nach der Symmetrie-Axe und war mit einer seiner Längsseiten aufgewachsen; er ist durchscheinend bis halbdurchsichtig und von gesättigt spargelgrüner Farbe.

Die krystallographische Untersuchung, welche Herr H. Langer freundlichst gestattete, liess die folgenden Formen erkennen: $P(001)$, $x(\bar{1}02)$, $y(\bar{1}01)$, $l(110)$, $n(\bar{1}23)$, $\varkappa(\bar{2}23)$.

Der Krystall erhält seine Tafelform durch Vorwalten der Form x, deren beide Flächen mit schildförmigen Subindividuen bedeckt sind, die von Vicinalen der Zonen $[\bar{1}02 \cdot 010]$ und $[\bar{1}02 . \bar{1}01]$ begrenzt werden. Die Tafel ist vorne durch zwei gut ausgebildete Flächen von $P(101)$ und $y(10\bar{1})$ zugeschärft. P ist bis auf wenige Stellen matt und von kleinen dichtgedrängten Grübchen bedeckt, welche von einem negativen Hemidoma und 2 Flächen einer negativen Hemipyramide umschlossen werden, die nur wenig von der Klinodomenzone abweichen. y ist quer gerunzelt. An der Rückseite treten die Flächen $00\bar{1}$ und $\bar{1}01$ in rudimentärer Entwicklung auf. Beiderseits von der durch P und y gebildeten Zuschärfung finden sich ebene, aber matte Flächen von $l(110)$, welche sich mit P und y in einer Ecke schneiden. Die Kante $l.y$ wird beiderseits durch glatte und glänzende Flächen von $n(\bar{1}23)$ breit abgestumpft; von dieser Form sind auch die parallelen Gegenflächen der Unterseite vorhanden. Die Kante $n.y$ wird rechts durch eine etwas matte breite Fläche schief abgestumpft, welche in die Zone $P.l(001 . 1\bar{1}0)$ fällt und sich als $\varkappa(\bar{2}23)$ herausstellte. Die Ecke zwischen $nxy\varkappa$ wird von einer matten Scheinfläche der Zone $[n.y]$ abgestumpft; sie nähert sich der Lage von $z(\bar{1}12)$. Diese Flächen sind auf der linken Seite nur unvollkommen entwickelt.

Die Bestimmung der Formen beruht auf folgenden Winkelmessungen:

ll' ...	$= 110 . 1\bar{1}0 =$	46°	gemessen	46° 7′ 28″	berechnet [2])
Px ...	$= 001 . \bar{1}02 =$	39° 8′	„	39° 19′	„

[1]) Vergl. Zepharovich, Min. Lexikon II, 327.

[2]) Nach K. Busz, Beiträge zur Kenntnis des Titanits. Neues Jahrb. für Min., V. Beil.-Bd.

$Py \ldots = 001.10\bar{1} =$	$119^{\circ} 49'$	gemessen	$119^{\circ} 43'$	berechnet
$ln \ldots = 110.\bar{1}23 =$	$101^{\circ}\ 1'$	„	$101^{\circ} 10' 10''$	„
$ny \ldots = \bar{1}23.\bar{1}01 =$	$37^{\circ} 56'$	„	$38^{\circ} 16'$	„
$\varkappa P \ldots = \bar{2}23.001 =$	$50^{\circ}\ 8'$	„	$50^{\circ} 29' 53''$	„

Eine zweite mir vorliegende Stufe zeigt einen ähnlich gestalteten, aber kleineren (1 Centimeter) Krystall mit Epidot der bekannten Zöptauer Combination (*M T r n o*) über sehr kleinen Albitkryställchen.

Eine dritte zeigt sehr unvollkommene tafelige Krystalle von licht spargelgrünem Titanit in grösserer Zahl auf einer Kruste von körnigem Albit über feldspathreichem Amphibolit, bedeckt mit bräunlichem, zersetztem Chlorit.

Eine etwas andere Form zeigen die Krystalle einer vierten Stufe; mehrere kleine, hell grasgrüne Titanitkrystalle sitzen gehäuft auf weissem tafeligen Albit ohne Epidot; an diesen herrscht ein flaches Prisma oder eine Hemipyramide vor. Da kein Krystall abgenommen werden konnte, ohne die Stufe zu zerstören, muss ich die genauere Bestimmung dieser Formen auf spätere Gelegenheit verschieben, bis reichlicheres Material zu Gebote stehen wird.

Aus dem Mitgetheilten geht hervor, dass bei Zöptau dreierlei verschiedene Titanittypen vorkommen.

1. Tafelige spargelgrüne Krystalle mit Epidot und Albit aus Amphibolit;
2. flach prismatische, hell grasgrüne Krystalle mit Albit aus demselben Gestein;
3. die blassbräunlichen Kryställchen, welche G. vom Rath mit Quarz am Spitzigstein bei Wermsdorf und bei Kleppel gefunden und genauer beschrieben hat.[1])

F. Becke.

Calcitkrystalle aus Vorarlberg.

In jüngster Zeit wurden bei Gais gegenüber Nenzing an der Vorarlberger Eisenbahn Calcitstufen aufgefunden, welche, zufolge einer brieflichen Mittheilung von Prof. A. Cathrein, Klüfte im Kalkstein und einer Breccie der Flyschformation auskleiden zusammen mit einzelnen wasserklaren Bergkrystallen der gewöhnlichen Form. Das Prager deutsche mineralogische Institut hat einige dieser Stufen erworben, deren Krystalle in mancher Hinsicht ein nicht ganz gewöhnliches Verhalten zeigen. Herr Prof. Becke überliess sie mir daher zum Zweck eines genaueren Studiums.

Die bis 1 Centimeter grossen Calcitkrystalle, welche einem dunklen Kalksteine als Unterlage aufruhen, sind halbdurchsichtig und zeigen der Mehrheit nach das Grundrhomboeder ganz rein. Weitaus die grössere Zahl ist mit einer Fläche aufgewachsen und nach der Rhomboederkante säulenförmig gestreckt. Auch zeigen die meisten ein treppenartiges Aussehen, welches in der Weise zu Stande kommt, dass an einer oder mehreren der verlängerten Kanten tiefe, von Rhomboederflächen begrenzte Furchen sichtbar sind. Den Polkanten vieler Krystalle entspricht eine deutliche Streifung. Dieselbe wird dadurch hervorgerufen, dass Skalenoederflächen die

[1]) Verhandl. des niederrhein. Vereines in Bonn, 37., pag. 213.

Kanten des Rhomboeders zuschärfen. Die Vergleichung der einzelnen Stufen untereinander lehrt, dass nur jene Krystalle gestreift sind, welche am Rande der Kluftausfüllung sich befunden haben, während die mehr central gelegenen nur in der beschriebenen Weise gefurcht sind. Die sehr dichte Streifung der kleinen Randkrystalle bedingt eine linsenförmige Gestalt derselben. Die grösseren Krystalle, welche den Uebergang vom Rande zum centralen Theile der Drusen vermitteln, sind nur in der Nähe der Kanten schwach gestreift und lassen überdies häufig noch eine seichte Furchung erkennen.

Um nun zu entscheiden, ob sich in den gestreiften Zonen die Flächen gewisser Skalenoeder wiederholen und welcher Natur sie überhaupt seien, wurden an 5 Krystallen Messungen vorgenommen, an denen einzelne Streifen breit genug erschienen, um brauchbare Reflexe zu geben.

Auf den 6 vollständig erhaltenen Zonen und 3 Theilen derselben gelangten ausser den Rhomboederreflexen im ganzen 26 messbare Reflexe zur Beobachtung, von denen etwa die Hälfte, als von sehr schmalen Streifen herrührend, sehr lichtschwach waren, die übrigen ziemlich gute Reflexe lieferten. Von diesen lag ein einziger genau in der Mitte zwischen den 2 Rhomboederflächen, gehörte also dem Rhomboeder — $^1/_2 R = (110)$ an, die Winkelwerte der anderen (vom Rhomboeder aus gemessen) bewegten sich innerhalb der Grenzen von 10° 31′ und 26° 26′. Wie die folgende Tabelle ausweist, waren unter diesen 25 Reflexen noch 5 solche, welche in zufriedenstellender Weise bekannten Formen mit sehr einfachen Indices entsprechen.

r : hko		
beobachtet	berechnet	Zeichen
10° 31′	10° 24′	$510 = \ ^1/_2 R\ ^5/_3 = 41\bar{5}6$
12° 43′	12° 46′	$410 = \ ^2/_5 R 2 = 31\bar{4}5$
16° 31′	16° 30′	$310 = \ ^1/_4 R 3 = 21\bar{3}4$
23° 10′	23° 8′	$210 = \ ^2/_8 P 2 = 11\bar{2}3$
26° 26′	26° 27′	$530 = -\ ^1/_8 R 5 = \bar{3}\bar{1}48$

Dazu ist noch zu bemerken, dass ausser der Form 210 für alle übrigen 2—3 annähernde Werte erhalten wurden. Ausserdem entsprachen einer Zahl heller Reflexe die mittleren Winkelwerte von 12° 57′, 13° 25′, 14° 11′, 15° 16, und einige andere, darunter auch schwache Reflexe, kamen in ihren Winkeln diesen sehr nahe. Die Berechnung der zugehörigen Formen führte jedoch auf sehr complicirte Indices, weshalb eine Wiedergabe derselben unterbleiben kann. Diese Flächen werden demnach als Vicinalflächen anzusehen sein.

Was die Zahl der in einer Zone zwischen 2 Rhomboederflächen sichtbaren deutlichen Reflexe anbelangt, so enthielten 5 derselben je 4, eine sogar deren 6. Fast immer besassen die den Rhomboederreflexen zunächst gelegenen die grösste Helligkeit, während der Glanz der übrigen im Vergleiche zu diesen nur gering bis sehr schwach zu nennen war. Aber auch die beiden hellsten Reflexe einer Zone standen von dem des Rhomboeders um verschiedene Winkel ab. Die Rhomboederwinkel an stark gestreiften Krystallen wurden fast immer um beiläufig einen

halben Grad zu hoch erhalten, was in einer schwachen Krümmung der Flächen seinen Grund haben mag. Als ich jedoch einen Krystall der inneren Randpartie, welcher nur eine leise Andeutung der Streifung erkennen liess, einer Messung unterzog, erhielt ich Werte, welche im Mittel nur 2—3 Minuten vom typischen Rhomboederwinkel abwichen.

Das Vorkommen von Calcitkrystallen, an denen das Grundrhomboeder fast allein beobachtet wird, dessen Kanten nur von äusserst schmalen Flächen (anderer Art) zugeschärft werden, ist bisher von Poretta bekannt geworden, ferner aus dem silurischen Kalke von Slichov bei Prag (Zippe: „Uebersicht der Krystallgestalten des rhomboedr. Kalkhaloides", Fig. 9). Das deutsche mineralogische Museum in Prag besitzt noch 2 weitere Stufen gestreifter Calcitkrystalle, an denen das Grundrhomboeder vorwiegt. Die eine derselben stammt aus Branik bei Prag und besteht aus etwa 1 Centimeter grossen Rhomboedern, welche die zonale Streifung nur sehr unvollkommen erkennen lassen. Der Fundort der anderen Stufe ist Schemnitz; sie setzt sich aus etwas grösseren Krystallen zusammen. Die Streifung derselben ist zwar sehr deutlich, aber ausserordentlich zart und bedeckt einen grossen Theil der Rhomboederflächen, wodurch dieselben eine Neigung zu linsenförmiger Krümmung annehmen.

Auf den Vorarlberger Stufen, deren Unterlage ein grauer Flyschkalkstein bildet, haben nur jene Krystalle spiegelnde Flächen, die gestreift sind, die Flächen der übrigen sind völlig matt, bisweilen sogar stark zerfressen. Doch waren an einzelnen Plättchen, welche von matten Krystallen abgelöst wurden, keine Aetzgrübchen von einer bestimmten regelmässigen Gestalt erkennbar.

Ein grösserer, klarer Krystall wurde auf seine chemische Zusammensetzung geprüft. Die qualitative Analyse ergab, dass er vorwiegend aus $Ca\,CO_3$ bestand mit einer geringen Beimengung von $Fe\,CO_3$ und $Mg\,CO_3$. Das specifische Gewicht eines reinen Krystalles dieser Stufen betrug dem entsprechend 2·726.

Die Krystalle jener Druse, welche einer Breccie aufsass, zeigten im ganzen die Form der anderen, nur war ihre völlig matte Oberfläche erdig fahl und die Polkanten erschienen durch die Flächen von $-{}^1/_2R$ abgestumpft. Letztere liessen meist Spuren einer zarten Streifung erkennen und zeigten dabei eine schwache Krümmung, wodurch sie sich als Scheinflächen bekundeten. Bemerkenswerth ist auch der Umstand, dass die Flächen von $-{}^1/_2R$ nicht gleichmässig ausgebildet waren; vielmehr waren an einer Polecke je 2 breit entwickelt, die dritte, am säulchenförmigen Krystalle abwärts verlaufende aber weit schmäler, ein Verhalten, durch welches die Krystalle ein monosymmetrisches Aussehen gewinnen. Auf den natürlich geätzten Krystallen dieser Stufe sind ferner etwas vorspringende Leistchen sichtbar, welche sich als Zwillingslamellen nach $-{}^1/_2R$ zu erkennen geben.

Mineralog. Institut der deutschen Universität, Prag. J. Blumrich.

XIV. Literatur.

Physik, Chemie, Krystallographie.

Brauns R.: Krystallographisch-optische Beobachtungen am Chlor- und Bromzimmtaldehyd. — Neues Jahrb. f. Min. 1891, Bd. II.

Buchrucker L.: Beitrag zur Kenntnis des künstlichen Babingtonit. — Zeitschr. f. Kryst. XVIII, 6.

Fuess R.: Ueber neue Erhitzungsapparate für krystallographisch-optische Studien. — Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. VII.

Goldschmidt V.: Projection auf eine andere als die normale Ebene. 2. Mittheilung, Umdeutung der Formen auf niedere Symmetrie. – Zeitschr. f. Kryst. XIX, 1.

Heraeus W. C.: Ueber das reine Platin und einige seiner Legirungen. — Hanau a. M. 1891.

Jahn H.: Ueber die elektromagnetische Drehung der Polarisationsebene in Flüssigkeiten, besonders in Salzlösungen. — Sitzungsber. d. k. preuss. Akad. d. Wiss. zu Berlin. 1891, XIV.

Kenngott A.: Ueber die Zusammensetzung des Vesuvian. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1891, Bd. I.

Klein C.: Krystallographisch-optische Untersuchungen. Ueber Construction und Verwendung von Drehapparaten zur optischen Untersuchung von Krystallen in Medien ähnlicher Brechbarkeit. — Sitzungsber. d. k. preuss. Akad. d. Wiss. zu Berlin. 1891, XXIV.

Lemberg J.: Zur mikrochemischen Untersuchung einiger Minerale. — Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1890.

Lindström G.: Mineralanalyser. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 1891, Bd. XIII, Hft. 2.

Mar F. W.: On certain points in the estimation of barium as a sulphate. On the so-called perofskite from Magnet Cove Arkansas. — Am. Journ. of sc. April 1891. Vol. XLI.

Miers H. A.: A student's Goniometer. — Mineral. Magazine. Vol. IX, Nr. 43.

Derselbe: The Tetartohedrisme of Ullmanite. — Mineral. Magazine. Vol. IX, Nr. 43.

Prendel R.: Einige Betrachtungen über Polymorphie und Mimesie. — Zeitschr. f. Kryst. XVIII, 5.

Rinne F.: Ueber eine einfache Methode, den Charakter der Doppelbrechung im convergenten, polarisirten Lichte zu bestimmen. — Neues Jahrb. f. Min. 1891, Bd. II.

Derselbe: Ueber den Dimorphismus der Magnesia. — Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1891.

Traube H.: Ueber die Krystallform des Milchzuckers. — Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. VII.

Trechmann C. O.: Twins of Marcasite in regular disposition upon Cubes of Pyrites. — Mineral. Magazine. Vol. IX. Nr. 43.

Vrba C.: Die Krystallform des Tellurdioxyd und des basischen Tellursulfates. — Zeitschr. f. Kryst. XIX, 1.

Mineralogie.

Bauer M.: Ueber die Paramorphosen von Rutil nach Brookit von Magnet Cove, Arkansas. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1891, Bd. I.

Bayley W. S.: Summary of Progress in Mineralogy and Petrography in 1890. — „American Naturalist“, monthly notes.

Belowsky M.: Ueber die Aenderungen, welche die optischen Verhältnisse der gemeinen Hornblende beim Glühen erfahren. — Neues Jahrb. f. Min. 1891, I.

Brunlechner A.: Die Abstammung der Eisenerze und der Charakter ihrer Lagerstätten im nordöstlichen Kärnten. — „Carinthia.“ 1891, II, Nr. 2.

Buchrucker L.: Die Mineralien der Erzlagerstätten von Leogang im Kronlande Salzburg. — Inaugural-Dissertation. Zeitschr. f. Kryst. XIX, 2.

Busz K.: siehe Mittheilungen.

Farrington O. C.: On crystallized Azurite from Arizona. — Am. Journ. of sc. April 1891, Vol. XLI.

Flink G.: Mineralogische Notizen. III. 5. Braunit von Långbanshyttan. 6. Hausmannit von Jakobsberg. 7. Kentrolith von Långbanshyttan. 8. Friedelit von Harstigen. — K. svenska vet.-akad. handl. Bd. 16, Afd. II, Nr. 4.

Genth F. A.: Contributions to mineralogy Nr. 50 and 51; with crystallographic notes by Penfield and Pirsson. Am. Journ. of sc. May 1891. Vol. XLI.

Goldschmidt V.: Referat über Datolith, eine mineralogische Monographie von O. Lüdecke. Zeitschr. f. Kryst. XVIII, 2—3.

Mittheilungen aus dem mineralogischen Museum der Universität Bonn. III. Theil, von H. Laspeyres und K. Busz.

15. Arsen-Antimonnickelglanz (Korynit) von Gosenbach bei Siegen. 16. Wismuth-Antimonnickelglanz (Kallilith) von Schönstein bei Siegen. 17. Sychnodymit von Eiserfeld bei Siegen. 18. Datolith von Andreasberg. 19. Sublimirter Eisenglanz, Rutil, Olivin vom Laacher See. 20. Krystallformen organischer Verbindungen. — Zeitschr. f. Kryst. XIX. 1.

Münzing L.: Ueber den Aufbau des Periklins aus dem Pfitschthale (Tirol) und seine Stellung im Systeme der Feldspathe. — Neues Jahrb. f. Min. 1891, II.

Laspeyres siehe Mittheilungen.

Penfield, siehe Genth.

Pirsson, siehe Genth.

Sandberger F. v.: Bemerkungen über den Falkenhaynit von Joachimsthal und sein Verhältnis zum Annivit. — Neues Jahrb. f. Min. 1891, Bd. I.

Tschermak G.: Die Chloritgruppe. II. Theil. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Cl.; Februar 1891. Bd. C, Abth. I.

Wülfing E. A.: Beiträge zur Kenntnis der Pyroxenfamilie in chemischer und optischer Beziehung. — Habilitationsschrift. Heidelberg 1891.

Petrographie und Geologie.

Berghell H. siehe Ramsay.

Brauns R.: Noch einmal über die „Spiegel“ im Buntsandstein der Gegend von Marburg. — Neues Jahrb. f. Min. 1891, Bd. I.

Ebert H.: Geophysikalische Studien. — Sitzungsber. d. physik.-medic. Soc. Erlangen 1891.

Felix J. und **Lenk H.**: Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Republik Mexico. — Paläontographica. 1891, Bd. XXXVII.

Fromm O.: Petrographische Untersuchung von Basalten aus der Gegend von Cassel. — Inaugural-Dissert. Berlin 1891.

Geikie A.: The history of volcanic action in the area of the british isles. — Quarterly Journ. of the Geolog. society of London. Vol. XLVII.

Homan C. H.: Selbu. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Selbus omraade. — Norges geol. unders 1890.

Hussak E.: Contribuçiões mineralogicas e petrographicas. — Bol. da com. geogr. e geol. de S. Paulo. 1890.

Lane A. C.: On the recognition of the angles of crystals in thin sections. — Bull. of geol. Soc. of America. 1891, Vol. II.

Derselbe: Petrographical tables. — American Geol. June 1891.

Loewinson-Lessing F.: Étude sur la composition chimique des roches éruptives. — Bull. Soc. belge de geol. 1890, Tom. IV.

Martin A.: Die phonolithischen Gesteine des Laacherseegebietes und der hohen Eifel. — Inaugural-Dissertation (Halle-Wittenberg). Halle 1890.

Merill G. P.: Notes on the serpentinous rocks of Essex County, New-York city; and from near easton Pennsylvania. — United Stat. Nation. Mus. Vol. XII, pag. 595, 600.

Niedźwiedzki J.: Beitrag zur Kenntnis der Salzformation von Wieliczka und Bochnia, sowie der an diese angrenzenden Gebirgsglieder. V (Schluss). Lemberg 1891.

Derselbe: Das Salzgebirge von Kalusz in Ostgalizien. — Lemberg 1891.

Pethö J.: Einige Beiträge zur Geologie des Kodrugebirges. — Jahresber. d. kgl. ung. geol. Anst. f. 1889.

Ramsay W. und **Berghell H.**: Das Gestein vom Jiwaara in Finnland. — Geol. Fören. i Stockholm Förh. 1891, XIII. Bd., 4. Hft.

Reusch H.: Geologiske iagttagelser fra Trondhjems stift, gjorte under en reise for Norges geologiske undersögelse 1889. — Christiania vidensk.-selsk. forh. 1890. Nr. 7.

Derselbe: Norges geologiske undersögelses aarbog for 1891.

Sinigallia L.: Ueber einige glasige Gesteine vom Vesuv. — Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. VII.

Stelzner W.: Das Eisenerzfeld von Naeverhaugen. — Berlin 1891.

Toula Franz: Reisen und geologische Untersuchungen in Bulgarien. (Mit einer geologischen Karte, vier geologischen Profilen, sieben Vollbildern und zwei Abbildungen im Texte.) — Vorträge des Vereines zur Verbreitung naturw. Kenntnisse in Wien. Jahrg. XXX, Heft 16.

Vogt J.: Salten og Ranen, med saerligt hensyn til de vigtigste jernmalm-og svovlkis-kobberkis-forekomster samt marmorlag. — Norges geol. under. 1891.

Wedel R.: Ueber das Doleritgebiet der Breitfirst und ihrer Nachbarschaft. — Jahrb. d. k. preuss. geol. Anst. für 1890.



Weinschenk E.: Ueber Serpentine aus den östlichen Centralalpen und deren Contactbildungen. — Habilitationsschrift. München 1891.

Wichmann A.: Bericht über eine im Jahre 1888/89 im Auftrage der niederländischen geographischen Gesellschaft ausgeführte Reise nach dem indischen Archipel. — Tijdschrift van het koninklijk nederlandsch aardrijkskundig Genootschap. I. Theil 1890, II. Theil 1891.

Doelter C.: Ueber die Aufgaben und Ziele unseres naturhistorischen Landesmuseums. — Festrede. Graz 1891.

Geiger Ph. L.: Pharmaceutische Mineralogie. — Heidelberg 1888.

Hauer F. R. v.: Annalen des k. k. naturh. Hofmuseums. Jahresber. für 1890.

Vrba O.: Nekrolog für V. v. Zepharovich. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1890, Bd. II.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp in Wien.

XV. Meteoritenstudien.

Von G. F. Kunz und E. Weinschenk.

(Mit Taf. VII.)

I. Washington, Washington Cy., Kansas.

Mittwoch, den 25. Juni 1890, Mittags 12 Uhr 55 Minuten (Centralzeit) wurde in einem Umkreis von 150 Kilometer um Washington, Washington Cy., Kansas, ein rasselndes, krachendes Getöse vernommen, und einige Beobachter sahen ein Meteor, welches sich in nördlicher Richtung bewegte und eine doppelte Rauchspur hinterliess. Die Sonne schien hell, und man bemerkte, wohl infolge davon, kein Aufleuchten. Die folgende Explosion wurde von verschiedenen Zeugen mit dem Platzen eines Dampfkessels, einem Donnerschlag oder einem entfernten Kanonenschuss verglichen.

Das grösste Stück des Meteoriten im Gewichte von etwa 82 Kilogramm fiel auf der Farm von W. H. January nieder, in der Nähe des Besitzers, welcher gerade mit der Ausbesserung seines Wagens beschäftigt war und durch das Phänomen lebhaft erschreckt wurde. Die herbeigeeilten Nachbarn schlugen Stücke von etwa 20 Kilogramm Gewicht davon ab, das Uebrige kam durch Verkauf an verschiedene wissenschaftliche Sammlungen. Ein zweites, etwa 4 Kilogramm schweres Stück, welches offenbar die zweite Rauchspur hervorbrachte, wurde auf der Farm von J. Windhurst gefunden.

Die Analyse übernahm Herr L. G. Eakins durch die freundliche Vermittlung des Herrn Prof. Clarke und führte sie gefälligst in dem Laboratorium der Geological Survey of the U. S. A. aus.

Annähernde Zusammensetzung des ganzen Steines:

Nickeleisen	7·7	Procent
Schwefeleisen	5·0	"
In HCl lösliche Silicate	46·0	"
In HCl unlösliche Silicate	41·5	"

Die Analyse des isolirten Nickeleisens ergab:

Fe	86·76	Procent
Ni	12·18	"
Co	0·83	"
	99·77	Procent

eine Zusammensetzung, welche wieder beweist, dass die Nickeleisen der Meteorsteine im allgemeinen nickelreicher sind als die Eisenmassen. Ein Gehalt von etwa 13 Procent $Ni + Co$ ist in dem Eisen einer grossen Anzahl von Meteorsteinen nachgewiesen, während ein ähnlich hoher in reinen Eisenmassen nur ganz ausnahmsweise vorkommt (z. B. in Babbs Mill, Green Cy.).

Der Silicatantheil des Gesteines liess sich nach dem Behandeln mit dem Magneten durch heisse Salzsäure in einen löslichen und einen unlöslichen Theil zerlegen. Unter I steht das Resultat der Analyse des ersteren, unter II dasselbe nach Abzug des Schwefeleisens (aus dem Schwefelgehalt als Troilit berechnet) auf 100 Procent reducirt; III gibt die Zusammensetzung des unlöslichen Theiles, IV dieselbe auf 100 Procent reducirt.

	In HCl löslich		unlöslich	
	I	II	III	IV
	Procent			
SiO_2	19·15	38·50	24·29	53·80
Al_2O_3	—	—	1·95	4·32
FeO	16·15	23·54	5·41	11·98
NiO	0·34	0·69	—	—
CoO	Spur	—	—	—
MnO	0·17	0·34	Spur	—
CrO	—	—	0·64	1·41
CaO	0·06	0·12	1·84	4·08
MgO	18·31	36·81	10·10	22·37
K_2O	—	—	0·12	0·27
Na_2O	—	—	0·80	1·77
S	1·97	—	—	—
	56·15	100·00	45·15	100·00

Das Resultat der Analyse ist das gewöhnliche, indem der in *HCl* lösliche Antheil ziemlich genau die Zusammensetzung eines Olivins gibt, während der unlösliche ein Gemenge von verschiedenen Mineralien darstellt.

Das Molecularverhältnis des löslichen Theiles berechnet sich, wenn man *Ni*, *Co*, *Mn* zu *Fe* und *Ca* zu *Mg* zieht, wie folgt:

$$SiO_2 \; . \; . \; 38\cdot50 : 59\cdot92 = 0\cdot643$$
$$FeO \; . \; . \; 24\cdot57 : 71\cdot84 = 0\cdot328$$
$$MgO \; . \; . \; 36\cdot93 : 39\cdot90 = 0\cdot925$$

d. h. $RO_2 : RO = 0\cdot643 : 0\cdot328 + 0\cdot925$
$= 1 : 1\cdot95$
und $FeO : MgO = 1 : 2\cdot820$, annähernd entsprechend einem Olivin von der Formel $(FeMg_3)_2 SiO_4$.

Im unlöslichen Theile erkennt man aus der Analyse Chromeisen, sowie ein Mineral der Pyroxengruppe und vielleicht auch noch einen asymmetrischen Feldspath; eine Berechnung der einzelnen Bestandtheile eines derartigen Gemenges ist bei der sehr variablen Zusammensetzung der Theile von gar keinem Werte, und es muss dazu auf die weiter unten folgende mikroskopische Analyse verwiesen werden.

Makroskopisch hat der Meteorit von Washington im Bruch das Aussehen einer doleritischen Lava. Er ist von ziemlich dunkelgrauer Farbe, hart und von splittrigem Bruche. Einzelne weisse radialfaserige Chondren, sowie Bruchstücke von solchen treten aus der schwarzen Grundmasse hervor, und auf Drusenräumen erscheint Schwefeleisen auskrystallisirt. Die Oberfläche der Krystalle ist indess gerundet, so dass dieselben wie geflossen aussehen und eine Messung unmöglich ist. Zu einer Analyse reichte das vorliegende Material nicht aus; eine solche wäre hier von grossem Werte, da noch keine Spur von Oxydation an den lichtgelblichen, sehr glänzenden Krystallen zu bemerken ist.

Die vollständige Löslichkeit in Salzsäure, die helle Farbe, sowie der Mangel von Magnetismus sprechen für Troilit; dasselbe Mineral ist auch in der ganzen Masse des Meteoriten in feinen Körnern eingesprengt zu beobachten. Das Gestein nimmt wegen seiner grossen Härte die Politur leicht an, und der Gehalt an Nickeleisen, welcher im Bruche nur sehr wenig auffällt, tritt auf polirten Flächen in reichlichen Körnern hervor, welche von winzigsten Dimen-

sionen bis 4 Millimeter Durchmesser zeigen. Eisenharnische sind in dem Meteoriten in grosser Schönheit ausgebildet, sie erscheinen auf den polirten Flächen als ziemlich breite, vielfach verzweigte und verästelte Adern, welche meist von etwas Schwefeleisen und Rindenmasse begleitet sind. Nach diesen Flächen tritt leicht Bruch ein.

Die Rinde des Meteoriten ist sehr hart, schwarz, uneben bis wulstig und stellenweise bis 0·8 Millimeter dick; oberflächlich ist dieselbe matt.

Unter dem Mikroskope erkennt man, dass die Structur porphyrartig ist. Radialstrahlige Chondren, sowie Bruchstücke und Krystalle verschiedener Mineralien liegen in einer unregelmässig körnigen Grundmasse, welche oft so feinkörnig wird, dass sie einem Mikrofelsit nicht unähnlich erscheint. Das Ganze sieht wie bestäubt aus mit einer opaken bis dunkelbraunen, wahrscheinlich glasigen Substanz, welche die dunkle Farbe des Ganzen hervorbringt. Nur einigen Chondren fehlen diese Einschlüsse, weshalb sie sich mit weisser Farbe hervorheben. In der Kälte mit concentrirter *HCl* behandelt wird der Dünnschliff farblos, und alle opaken Einschlüsse lösen sich unter Gelbfärbung der Säure; es liegt also hier sicher keine kohlige Substanz vor, zumal da durch Glühen keine Einwirkung auf dieselbe erzielt wird. Wahrscheinlich ist es ein amorphes, in *HCl* leicht lösliches Eisenoxydulsilicat. Die Grundmasse hat nicht den Charakter eines Tuffes, sondern vielmehr den überhasteter Krystallisation, welchen eine grosse Anzahl von Meteoriten bietet, indem nicht Detritus von Krystallen, sondern vielmehr unvollkommen ausgebildete Krystalle und Krystallskelette dieselbe bilden. Die Einsprenglinge allerdings zeigen meist Bruchstückform, sowie vielerlei mechanische Deformationen, doch ist dies eine Erscheinung, welche wir von den tellurischen Laven gewöhnt sind.

An grösseren Einsprenglingen erkennt man vor allem vorherrschend Bruchstücke und Krystalle von Olivin, theilweise in skeletartigen Wachsthumsformen und nur selten mit deutlicher Begrenzung. Die Ausbildung dieses Minerals ist indess sehr abweichend von der gewöhnlichen, so dass es unter Umständen schwer fallen kann, dasselbe mit Sicherheit zu erkennen. Auffallend ist zunächst die grosse Menge von Einschlüssen der in der Grundmasse so reichlich vorhandenen dunklen Substanz, welche nicht selten parallel gewissen krystallographischen Richtungen angeordnet sind. Die Umrisse derselben erscheinen

unregelmässig lappig und ohne krystallographische Begrenzung, Glaseinschlüssen nicht unähnlich. Sodann ist in nicht wenigen Fällen eine am Olivin ungewöhnlich vollkommene Spaltbarkeit zu beobachten, und die optischen Verhältnisse sind, wohl infolge der im ganzen Habitus ausgesprochenen Raschheit der Krystallisation, gestört, so dass undulöse Auslöschung eine gewöhnliche Erscheinung ist. Alle diese Eigenschaften erschweren das Erkennen dieses Minerals ausserordentlich; indess weist die chemische Analyse mit Sicherheit auf einen bedeutenden Gehalt an Olivin hin, und der im Obigen charakterisirte Gemengtheil verhält sich chemischen Reagentien gegenüber wie Olivin. Ein Stück eines Dünnschliffes wurde starker, oxydirender Erhitzung ausgesetzt, wobei das betreffende Mineral eine rothbraune Farbe und schwachen Pleochroismus annahm, während die anderen Bestandtheile unverändert blieben; mit kalter Salzsäure wurde das erstere bei 24stündigem Digeriren mitsammt den regelmässig angeordneten Einschlüssen völlig aufgelöst, wobei nur ganz wenige schwarze bis tiefbraun durchsichtige offenbar oktaëdrische Kryställchen von Chromit oder Picotit zurückblieben.

Es liegt also sicher Olivin vor, dessen Zusammensetzung indess wahrscheinlich eine etwas andere ist, als die aus der Analyse berechnete, da die gleichfalls in HCl löslichen Einschlüsse das Resultat beeinflussen dürften.

Von anderen Mineralien lässt sich mit Sicherheit ein rhombischer Pyroxen erkennen, welcher oft fast faserige Spaltbarkeit zeigt und selten deutliche Umgrenzung hat; auch monosymmetrischer Augit ist zu constatiren. Diese beiden Mineralien sind bedeutend ärmer an Einschlüssen, und namentlich ersteres bildet die radialstrahligen, hellen Chondren. Feldspath dürfte in der Grundmasse vorhanden sein, unter den grösseren Einsprenglingen wurde er nicht aufgefunden. Wenig häufig findet sich das von Tschermak als „monticellitähnlich“ bezeichnete Mineral, welches in gewöhnlicher Weise ausgebildet ist; dasselbe enthält reichlich rundliche, farblose Einschlüsse mit unbeweglicher Libelle, also wahrscheinlich von Glas.

Die Chondren treten wie gewöhnlich auf, so dass über dieselben eigentlich nichts zu sagen ist; die verschiedensten Formen finden sich neben einander. Eine glasige Basis ist nicht vorhanden, das Gestein ist vielmehr vollkommen krystallinisch ausgebildet.

Die Eisenadern erscheinen unter dem Mikroskope begleitet von einem Netzwerk dunkelbrauner bis schwarzer glasiger Substanz, welche helle aggregatpolarisirende Flecken umschliesst und sich stellenweise ziemlich tief in die Gesteinsmasse hineinzieht.

Der Meteorit von Washington gehört zu den schwarzen Chondriten und hat am meisten Aehnlichkeit mit dem Meteoriten von Sevrukof. Man würde ihn nach den heute üblichen Eintheilungsprincipien am besten als geaderten schwarzen Chondrit bezeichnen. Er gehört nach seinem makroskopischen und mikroskopischen Aussehen zu denjenigen Meteorsteinen, von welchen sich mit Sicherheit behaupten lässt, dass sie nicht polygene Trümmergesteine sind, sondern vielmehr aus einer gluthflüssigen Masse rasch erstarrten. Wie allerdings die Bedingungen waren, welche neben den vielen Anzeichen einer überhasteten Krystallisation die Ausbildung eines völlig krystallinischen Gesteines gestatteten, können wir bis heute nicht ergründen.

2. Floyd Mountain, Radford Furnace, Virginia.

Dieses Meteoreisen wurde im Frühling 1887 von John Showalter beim Bearbeiten seiner Tabakpflanzung im Bezirk von Indian-Valley, nahe dem Südfuss des Floyd Mountain und 9 Kilometer südöstlich von Radford Furnace in Virginia aufgefunden. Nachforschungen nach weiteren Stücken, welche angestellt wurden, blieben ohne Erfolg. Das Gewicht des Meteoriten war 14·2 Kilogramm, seine Grössenverhältnisse $28 \times 20 \times 13$ Centimeter. Das Eisen ist oberflächlich stark angegriffen und ganz mit einer Rostrinde bedeckt; nur wenig von einer ursprünglichen Rinde ist noch sichtbar. Tiefe Eindrücke von 2—4 Centimeter Durchmesser wurden beobachtet. Das Eisen hat eine krystallinische Structur und deutliche hexaedrische Spaltbarkeit, nach welcher sich ziemlich leicht Stücke ablösen lassen.

Die folgende Analyse führte gleichfalls Herr L. G. Eakins im Laboratorium der Geological Survey of the U. S. A freundlichst aus:

	I.	II.
Cu	Spur	—
Fe	93·59	94·31
Ni	5·56	5·69
Co	0·53	
P	0·27	—
S	0·01	—
Si	Spur	—
	99·96	100·00

I gibt das Resultat der Analyse, II dasselbe auf 100 berechnet nach Abzug des Schreibersits als $NiFe_2P$ und des Troilits als FeS.

Die Structur dieses Meteoreisens beansprucht ein hervorragendes Interesse, da es ein Mittelglied zwischen den sogenannten Breccien (wohl besser als körnige Eisen zu bezeichnen) und den aus einem Krystallindividuum bestehenden hexaëdrischen Eisen bildet. (Vergleiche die Abbildungen Fig. I und II auf Tafel VII.) Schon auf der ungeätzten Platte erkennt man in ziemlicher Menge bis $1^1/_2$ Millimeter dicke und 5 Millimeter lange stabförmige Krystalleinschlüsse, welche die Eigenschaften des Schreibersits — hohen Glanz, zinnweisse Farbe, Sprödigkeit, Unlöslichkeit in Kupfersalzlösungen — besitzen.

Dieselben erscheinen auf der Platte in geraden parallelen Bändern angeordnet, gegen deren Richtung die unter sich wiederum parallelen Krystalle quer stehen. An der geätzten Platte erkennt man, dass diese Richtungen den Neumann'schen Linien parallel sind, welche auf einem grossen Theil der Platte in ebensolcher Vollkommenheit ausgebildet sind wie etwa bei Coahuila. Einzelne theils grössere, theils kleinere Flecken aber besitzen eine rein körnige Structur. Das Bild, welches dieselben geben, ist völlig identisch mit demjenigen von Chatooga und nicht viel verschieden von der Erscheinung, welche man durch Aetzen einer Gusseisenplatte erhält. Ausserdem laufen über die ganze Platte eigenthümliche, nicht genau orientirte und theilweise gebogene Schimmerbänder, welche wir noch an keinem Meteoreisen zu beobachten Gelegenheit hatten. Zu beachten ist auch, dass gegen das Innere des Eisens die körnigen, gegen die Peripherie die einheitlichen Partien zu überwiegen scheinen.

Die Structur dieses Eisens lässt vielleicht einige Schlüsse zu über die Entstehung der hexaëdrischen Structur der Meteoreisen,

indem es uns fast scheinen will, als wäre der körnige Theil der ursprüngliche, aus welchem durch Umkrystallisation die andere Partie entstanden ist. Das Resultat der Analyse zeigt einen ungewöhnlich niederen Gehalt an $Ni + Co$, welcher unter dem normalen Durchschnitt der hexaëdrischen Eisen steht, und es wäre somit auch die andere Erklärung denkbar, dass die körnigen Partien nickelärmer sind als die krystallisirten. Die ersteren würden dann nicht die hohe Krystallisationsfähigkeit besessen haben, welche offenbar den als Kamacit, Tänit etc. bezeichneten Nickeleisen zukommt. Um diese Frage zu entscheiden, stand uns zunächst nicht genügend Material zur Verfügung. Unter allen Umständen aber ist das Eisen von Floyd Mountain eines der interessantesten, welche in den letzten Jahren bekannt geworden sind.

3. Sierra de la Ternera, Provinz Atakama, Chile.

Gleichfalls ein grosses Interesse beansprucht ein 650 Gramm schweres Meteoreisen, welches Herr Dr. Möricke aus Stuttgart von Chile mitgebracht hat, wo es in der Sierra de la Ternera gefunden worden sein soll. Das kleine längliche Stück stellt offenbar ein vollständiges Individuum dar, und wenn auch nirgends mit Sicherheit mehr eine ursprüngliche Brandrinde constatirt werden kann, so deutet doch die charakteristische äussere Form und die schöne Ausbildung der Fingereindrücke, welche auf allen Seiten zu sehen sind, auf einen meteorischen Ursprung. (Vergl. Abbildung auf Tafel VII, Fig. III.) Eine kleine Fläche am einen Ende ist angeschnitten, und hier wurde der Versuch einer Aetzung gemacht, wobei jedoch das Eisen von verdünnter Salpetersäure kaum merklich angegriffen wurde. Erst beim Erwärmen erzielte man eine deutliche Aetzung, welche indess wenig charakteristische Figuren ergab. Die Grundmasse des Eisens zeigt eine ziemlich dichte Structur, an welcher ein eigenthümliches Moiré zu beobachten ist; doch hat dies nicht den Charakter, welchen z. B. das Capeisen bietet, sondern ist vielmehr geflammt und wird bei stärkerem Aetzen leicht matt. In dieser Grundmasse erscheinen nun in nicht bedeutender Anzahl feine, kurze, scharfgezogene Linien, welche sich durch ihren Glanz hervorheben, indess nicht das Aussehen des Rhabdits haben, sondern wahrscheinlich Lamellen einer Nickeleisenlegirung darstellen.

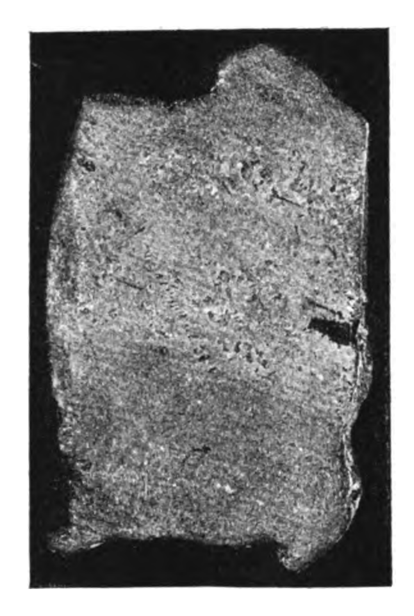


Fig. 1.

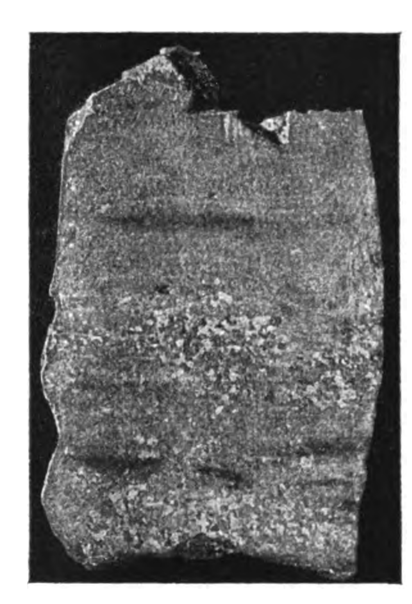


Fig. 2.

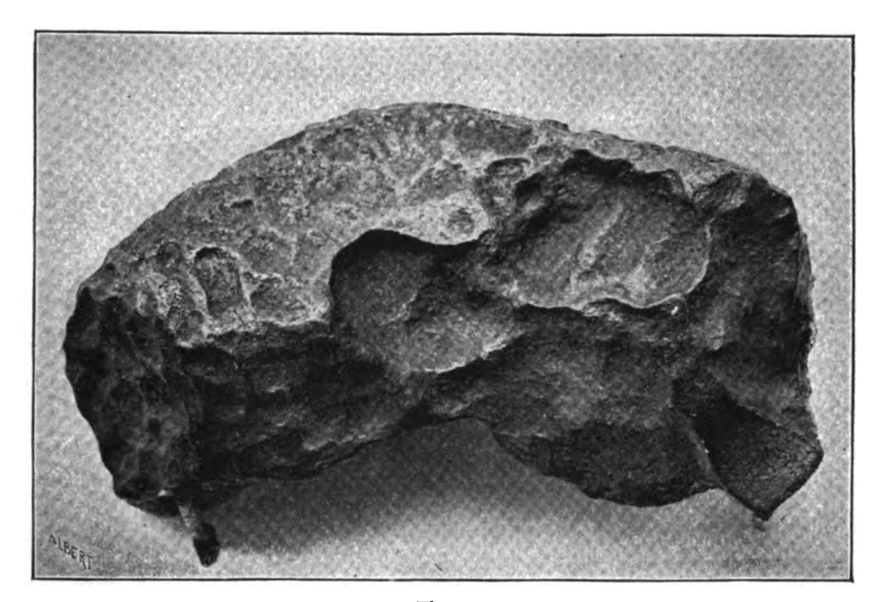


Fig. 3.

Zum Behuf der chemischen Analyse wurde ein Stückchen von 0·44915 Gramm in *HCl* gelöst, was aber erst nach länger andauerndem Erwärmen auf dem Wasserbade vollständig gelang. Die Analyse selbst wurde von einem von uns nach den bekannten Methoden ausgeführt; sie ergab:

Rückstand . .	0·00
Cu	Spur
Fe	83·02
Ni	16·22
Co	1·63
P	0·00
	100·87 [1])

Die chemische Zusammensetzung weist also dem Meteoreisen von Sierra de la Ternera einen Platz in der Nähe der Capeisengruppe an, indessen sind die physikalischen Eigenschaften gerade der hierher gehörigen Meteoriten zu wenig studirt, so dass wir nicht sicher sind, ob die Structur vollkommen mit derjenigen dieser Gruppe übereinstimmt. Der Mangel an Phosphorsäure, von welcher keine Spur vorhanden ist, weist mit Sicherheit auf das Fehlen der für die meisten Meteoriten charakteristischen Phosphornickeleisen.

Unseres Wissens ist ein dieser Gruppe angehöriges Meteoreisen aus Chile bis jetzt nicht bekannt, und es repräsentirt also dieses kleine Stück einen von den übrigen, stets so reichlich vertretenen chilenischen Meteoriten abweichenden Typus.

Tafelerklärung.

Fig. 1. Eine geätzte Platte des Meteoreisens von Floyd Mountain. Man sieht die hexaëdrische Structur auf dem grössten Theil der Platte hervortretend. An wenigen Stellen ist sie durch Flecken körniger Partien unterbrochen. Stark hervortretend sind die Züge parallel gestellter Rhabditstäbchen.

Fig. 2. Eine ebensolche Platte mehr gegen das Innere des Meteoriten. Die körnigen Partien haben stark zugenommen, daneben erkennt man die quer verlaufenden Schimmerbänder.

Fig. 3 zeigt die äussere Form des Meteoreisens von Sierra de la Ternera mit seinen ringsum ausgebildeten Fingereindrücken.

---

[1]) Da die Bestimmung des *Ni* und *Co* mit Kali ausgeführt wurde, ist das etwas zu hohe Resultat der Analyse erklärlich.

XVI. Einige Beobachtungen über chilenische Erzlagerstätten und ihre Beziehungen zu Eruptivgesteinen.

Von **W. Möricke** in München.

Während meines Aufenthaltes in Chile im Jahre 1889/90 besuchte ich unter anderem auch eine grössere Anzahl von Erzdistricten, welche zum Theil der Provinz Santiago, vor allem aber der Provinz Atacama angehören.

Die chilenischen Erzlagerstätten stehen in einem so engen Verhältnis zu Eruptivgesteinen, dass für die richtige Beurtheilung derselben vor allem die Kenntnis der letzteren nöthig ist. Sämmtliche von mir aus den chilenischen Grubendistricten mitgebrachten eruptiven Felsarten habe ich im mineralogischen Institut zu München einer genauen mikroskopischen Untersuchung unterzogen. Von einigen der interessanteren hier in Betracht kommenden Gesteine gebe ich am Schluss der Arbeit eine nähere Beschreibung.

Der Ausspruch von F. v. Richthofen[1]): „In solchen Gegenden, wo schon die ältesten Eruptivgesteine Erzbringer gewesen waren, gab auch jede Erneuerung der eruptiven Thätigkeit in späteren Perioden zur Entstehung von Erzgängen Veranlassung", findet in Chile eine glänzende Bestätigung. Es treten daselbst Erzgänge nicht nur in den präjurassischen Massengesteinen der Küstencordillere, sondern auch in den mesozoischen Felsarten und selbst noch in den tertiären Andesiten auf. Die chilenischen Geologen glauben für Chile drei verschiedene Erzzonen nach der geographischen Lage unterscheiden zu können.

I. Eine westliche Zone, welche in das System der Küstencordillere fällt und neben den goldführenden Gängen hauptsächlich reiche Kupfererze enthält.

Die II. Erzregion, welche jedoch nur im Norden des Landes bekannt ist, soll sich zwischen der Küstencordillere und der eigent-

---

[1]) F. v. Richthofen, Ueber das Alter der goldführenden Gänge und der von ihnen durchsetzten Gesteine. Z. d. d. Geol. G. 1869, 733.

lichen Hauptcordillere hinziehen. Ihr gehören vor allem die edlen Silbererzgänge an.

Die III., östlichste Zone endlich findet sich in den Anden selbst. Silberhaltiger Bleiglanz, Fahlerze und Zinkblende sind hier die Hauptproducte.

Im grossen und ganzen hat eine solche Eintheilung der Erzlagerstätten nach der geographischen Position eine gewisse Berechtigung, jedoch ist die Zahl der Ausnahmsfälle eine nicht geringe.

Edle Silbererzgänge kommen auch ganz in der Nähe der Küste vor (z. B. Esmeralda und Huantajaya), und andererseits sind die goldführenden Gänge keineswegs auf die Küstencordillere allein beschränkt, man trifft solche auch noch tief im Innern des Landes bereits im Bereich der Hauptcordillere an (z. B. Remolinos und Guanaco).

Thatsache ist es jedoch, dass die beiden Edelmetalle Gold und Silber in Chile, sowie nach Forbes und Crosnier auch in Bolivia und Peru, nicht zusammen in denselben Gängen und in denselben Gesteinen vorzukommen pflegen.

Während man das Gold fast ausschliesslich in Quarzgängen antrifft, welche in kieselsäurereichen Gesteinen auftreten, sind die edlen Silbererze in Kalkspath- und Schwerspathgängen vorwiegend an quarzfreie Felsarten gebunden.

Soweit meine eigenen Beobachtungen reichen, lassen sich die chilenischen Erzlagerstätten ungezwungen in drei Classen eintheilen, wobei ich jedoch von der geographischen Lage ganz absehen, vielmehr das Hauptgewicht auf die Eruptivgesteine legen möchte, welche offenbar in genetischem Zusammenhang mit ihnen stehen.

In die erste Classe stelle ich diejenigen Erzgänge, welche in nahen Beziehungen zu basischen Eruptivgesteinen stehen. Letztere sind ganz vorwiegend Plagioklas-Augitgesteine, welche meist eine porphyrartige Structur besitzen und ihrer häufig grünlichen Färbung wegen allgemein mit dem Namen „grüne Porphyre“ bezeichnet werden. In frischerem Zustand besitzen sie eine mehr graue oder auch bräunliche Farbe, jedoch unterliegt der Augit ausserordentlich leicht der Umwandlung in Uralit, Epidot und chloritische Substanzen, wodurch die meist grünliche Farbe dieser Gesteine bedingt wird. Petrographisch sind sie als Diabasporphyre oder Augitporphyrite zu bezeichnen, welche mitunter in Hornblendeporphyrite übergehen

und zum Theil jedenfalls ein relativ junges Alter haben. Schon A. Pissis[1]), welcher lange Zeit als Geologe in Chile war, bringt diese Augitporphyre mit dem Auftreten der edlen Silbererze in Verbindung.

Die reichsten Lagerstätten von Silber finden sich zwar in mesozoischen Kalksteinen, jedoch nur da, wo dieselben von Eruptivgesteinen durchsetzt werden (z. B. *Chañarcillo* und *Tres Puntas*). Ganz zweifellos waren die eruptiven Gesteine die Erzbringer, während die Kalke nur günstige Verhältnisse zur Aufnahme der Erze darboten.[2]) In Kalksteinen, welche nicht in Berührung mit eruptiven Felsarten sind, gibt es, meines Wissens, in Chile kein Silber, wohl aber kommen reiche Silbererze in den Augitporphyriten selbst vor (z. B. *Buena esperanca* und *Los Bordos*).

Wie schon erwähnt, sind die Hauptgangarten der edlen Silbererzgänge Kalkspath und Schwerspath, während Quarz nur eine ganz untergeordnete Rolle spielt. Die Erze sind in den unteren Teufen geschwefelte Silbererze — sogenannte *metales frios* — wie Silberglanz, Rothgiltig, Polybasit etc., in den oberen Horizonten hingegen herrschen die *metales calidos* vor, d. h. gediegen Silber und die Verbindungen desselben mit Chlor, Brom und Jod. Ausser edlen Silbererzgängen treten in den Plagioklas-Augitgesteinen auch sehr häufig Gänge auf, welche reiche Kupfererze führen, die öfters etwas silberhaltig sind. In den unteren Niveaus finden sich wieder die geschwefelten Erze, wie Kupferkies, Buntkupfererz und Kupferglanz, auf diese folgen nach oben Rothkupfererz, gediegen Kupfer und die Carbonate desselben nebst Atacamit.

Zur zweiten Classe rechne ich diejenigen Erzlagerstätten, welche insofern, als ihre Erze nicht nur Silber, sondern auch etwas Gold enthalten, die vermittelnde Stelle einnehmen zwischen der ersten Classe und der später zu besprechenden dritten. Die Muttergesteine dieser Erze sind jungtertiäre Andesite, welche sich zum grossen Theil noch inmitten ihres Aufschüttungsmaterials (Tuffe und Breccien) befinden (z. B. *Batuco* und *Cerroblanco*). Diese Lagerstätten sind gegenwärtig für die chilenische Silber- und Kupferproduction nicht ohne Bedeutung.

---

[1]) A. Pissis, Geografia fisica de la República de Chile. 1875, 151.

[2]) Vergl. auch Mösta, Ueber das Vorkommen der Chlor-, Brom- und Jodverbindungen des Silbers in der Natur. 1870, 24.

Edle Silbererze, wie gediegen Silber, Chlorsilber etc., kommen zwar hier auch noch vor, jedoch stets nur als Seltenheiten. Die Haupterze sind Bleiglanz, Fahlerze, Zinkblende, Kupferkies, Buntkupfererz etc., welche durchwegs einen nicht unbeträchtlichen Gehalt an Silber besitzen und öfters auch etwas goldhaltig sind. Als die hauptsächlichsten Gangarten sind Quarz und Kalkspath zu bezeichnen.

Bemerkenswert ist, dass in einzelnen Gruben dieser jugendlichen Erzlagerstätten Enargit[1]) vorkommt, ein Mineral, welches nach Stelzner[2]) ein echt vulkanisches ist.

Die dritte Classe endlich umfasst die goldführenden Gänge, in welchen Gold das einzige abbauwürdige Erz ist, ausserdem noch Gänge mit Kupfererzen, welche meist etwas goldhaltig sind. Quarz ist hier die fast ausschliessliche Gangart. Die Eruptivgesteine, welchen diese Lagerstätten angehören, sind zum grösseren Theil die älteren Granitite und quarzführenden Diorite der Küstencordillere und zum kleineren Theil nur kieselsäurereiche jüngere Felsarten (Andengesteine und Quarztrachyte), welche im Bereich der Hauptcordillere auftreten. In den goldführenden Quarzgängen der älteren Massengesteine kommen neben dem Quarz meist auch noch gelbliche, ockerartige Massen und Kaolin vor. Das Gold ist mit blossem Auge gewöhnlich nicht wahrzunehmen, da es in äusserst feinen Partikelchen im Quarz zerstreut ist, es wird sehr häufig von Eisenkies, Brauneisenerz und Kupfercarbonaten begleitet. In einigen Gruben fehlt der Pyrit gänzlich, an seine Stelle tritt dann Eisenglanz (z. B. Alué). Das Nebengestein der Goldgänge ist immer ausserordentlich stark zersetzt, und mit zunehmender Tiefe soll in den meisten Fällen eine Abnahme des Goldgehalts eintreten. Die Zahl der in den älteren krystallinen Gesteinen auftretenden Goldquarzgänge ist eine sehr grosse.

Es gehören hierher z. B. die berühmten alten Goldminendistricte von Jesus Maria, Cachiyuyo und Inca de Oro im Departement Copiapó, desgleichen das Erzgebiet von Alué im Departement Rancagua. Aus dem Schwemmland dieser Zone hatten die Spanier in früheren Zeiten grosse Mengen von Gold gewonnen, gegenwärtig sind jedoch

---

[1]) R. de Neufville, Ueber ein neues Vorkommen des Enargits. Gr. Z. f. Kr. u. M. 1891, 75.

[2]) A. Stelzner, Beiträge zur Geologie u. Paläontologie der argentinischen Republik. 1885, 216.

nur noch wenige Goldwäschereien im Betrieb. Von besonderem Interesse durch ihr geologisches Auftreten sind die jüngeren goldführenden Gänge von Remolinos und Guanaco. Die ersteren befinden sich in der Quebrada de Cerillos, einem vollkommen vegetationslosen Trockenthal, das bei der südlich der Stadt Copiapó gelegenen Eisenbahnstation Cerillos vom Copiapóthal aus gegen Osten in die Hauptcordillere verläuft. Das Muttergestein ist ein Hornblendebiotitgranit von höchstwahrscheinlich tertiärem Alter. Derartige jungplutonische Gebilde, welche man in den chilenischen Anden häufig antrifft, wurden von Darwin[1]) als andesitische Granite und von Stelzner[2]) als „Andengesteine“ (Andengranit und Andendiorit) bezeichnet. Der Andengranit von Remolinos tritt in Form eines mächtigen Stocks inmitten von Augitporphyriten auf, in welche er eine schlangenförmige Apophyse sendet, die eine Länge von mehreren Kilometern besitzt und wiederum in einem kleinen, aus lichtem Andengestein bestehenden Hügel endigt.

Der normale helle Granit von mittlerem Korn geht an einer Stelle in eine etwas feinkörnigere und dunklere Abänderung über, welche petrographisch als quarzführender Diorit zu bezeichnen ist. In der Apophyse verliert der Granit seine gleichmässig körnige Structur, er wird zum Quarzporphyr, welcher in seinem Aussehen nicht wenig an Liparit erinnert. In der Nähe der Minen auf dem Rücken des Granitstocks ist das Gestein zersetzt und enthält, wie das Mikroskop zeigt, Kryställchen von Turmalin. Es geht allmählich in eine nur aus Quarz und Turmalin bestehende Felsart über, welche immer feinkörniger wird, bis zum Schluss daraus ein vollkommen dichtes, schwarzes, basaltähnliches Gestein hervorgeht, das dem mikroskopischen Befund nach im wesentlichen gleichfalls nur aus Quarz und Turmalin besteht. Auch in den Gängen finden sich hin und wieder feine Kryställchen von Turmalin mit den Erzen verwachsen. Gegenwärtig werden nur goldhaltige Kupfererze abgebaut, in welchen man in günstigen Fällen schon mit blossem Auge kleine Häkchen von gediegen Gold eingewachsen sieht. Früher soll auch ein Quarzgang, welcher nur Gold enthielt, bearbeitet worden sein,

[1]) Ch. Darwin, Geologische Beobachtungen über Südamerika. Stuttgart 1878, 261.

[2]) A. Stelzner, Beiträge zur Geologie und Paläontologie der argentinischen Republik. 1885, 198.

derselbe habe einen Kupferkiesgang begleitet und soll verarmt sein, wenn die Kupfererze reicher wurden und ebenso umgekehrt.[1]) Von Wichtigkeit für die Entstehungsweise gewisser Erzgänge ist das Goldvorkommnis von Guanaco, welches erst im Jahre 1885 bekannt wurde. Der Grubendistrict von Guanaco liegt ungefähr 126 Kilometer nordwestlich von dem Hafenort Taltal im Innern der Wüste Atacama. Seit einiger Zeit führt eine Eisenbahn von Taltal aus nach dem circa 2600 Meter über dem Meer gelegenen Minenort, welcher am Fuss der goldführenden Berge liegt, von welchen der wichtigste, der Cerro de Guanaco, sich noch ungefähr 250 Meter über die Thalsohle erhebt. Das Gestein dieser Erzberge, welches von einer grossen Zahl von Goldquarzgängen durchzogen wird, hat eine starke Umwandlung erfahren, es ist gebleicht und sehr zersetzt. An der Basis der Berge, wo es noch in frischerem Zustand sich befindet, ist es eine bräunliche porphyrartige Felsart. Unter dem Mikroskop bemerkt man in einer durch Brauneisenerze bräunlich gefärbten Grundmasse Einsprenglinge von Plagioklas und Sanidin, welche sehr rissig sind, ausserdem rundliche Körner von Quarz und Biotitkrystalle mit starker Absorption. Letztere sind zum Theil zersetzt und strotzen dann oft ganz von Brauneisenerzen. Da das Gestein sehr wahrscheinlich tertiären Alters ist, dürfte es in die Familie der Quarztrachyte zu stellen sein. Ungefähr 2 Kilometer von den Gruben entfernt, geht die normale Felsart in einen grünlichgrauen Pechstein über. Es ist nun sehr interessant, dass nicht nur der normale Quarztrachyt, sondern auch die glasige Modification desselben, der Pechstein, in seiner ganzen Masse etwas goldhaltig ist. Der Goldgehalt des Pechsteins, welcher den dortigen Bergleuten einige Zeit schon wohl bekannt war, wurde durch die Analyse des Herrn Dr. H. Schulze, Professors der Chemie an der Universität Santiago, bestätigt. Mir selbst gelang es, das Gold auch mit Hilfe des Mikroskops in dem Gestein nachzuweisen. Es findet sich in gediegenem Zustand sowohl in der glasigen Grundmasse als auch in den frischen Feldspatheinsprenglingen des Pechsteins und ist jedenfalls primären Ursprungs. In den Gängen ist das Gold vorwiegend an Quarz gebunden, welcher häufig durch Eisenoxyd etwas röthlich gefärbt ist. Neben dem Quarz, aber in weit geringerer Menge, erscheint auch Schwerspath als Gangart oft in

---

[1]) E. Suess, Die Zukunft des Goldes. 1877. 216.

schönen Krystallen, welcher gleichfalls goldführend nicht selten mit einem Ueberzug von buntangelaufenem Eisenglanz versehen ist. In einigen Gruben sitzt das Gold auch auf Gyps und auf kaolinisirten Nebengesteinsfragmenten und in selteneren Fällen findet es sich eingesprengt in Atacamit. Eisenkies, welcher sonst ein so treuer Begleiter des Goldes zu sein pflegt, sah ich anfangs in Guanaco nicht, bis ich die Grube San Lorenzo besuchte, wo der Pyrit in den untersten Teufen der Mine massenhaft im zersetzten Nebengestein auftritt. Das Gestein besitzt hier eine mehr grünliche Farbe, welche durch die Umwandlung des Biotits in chloritische Substanzen bedingt ist, anstatt der Brauneisenerze, welche in dem frischeren Quarztrachyt auftreten, enthält dasselbe nur unzählige kleine Schwefelkieshexaëder. In den oberen Horizonten, wo der Eisenkies fehlt, trifft man hin und wieder auf Quarz, Baryt und Kaolin Schwefelkryställchen sitzen, welche möglicherweise von zersetztem Schwefelkies herrühren. Die Gruben von Guanaco lieferten anfangs schöne Stufen von Freigold, mit zunehmender Tiefe sollen dieselben jedoch recht spärlich geworden sein. Das Nebengestein der Gänge ist theils in Kaolin umgewandelt, theils ist es verkieselt. Nach den Versicherungen der dortigen Bergbeamten setzen die goldführenden Quarzgänge nicht mehr als 80—100 Meter in die Tiefe, sie sollen dann wie abgeschnitten sein und in dem noch weniger zersetzten bräunlichen Quarztrachyt auskeilen. Wahrscheinlich sind es Abkühlungsspalten, welche bei der Erstarrung der feurigflüssigen Lava entstanden sind. Die Ausfüllung der Gangspalten rührt offenbar aus dem Nebengestein her, welches, wie schon erwähnt, eine tiefgehende Zersetzung und Umwandlung erfahren hat. Wo der Quarztrachyt noch weniger zersetzt ist, ist er nicht nur reich an Kieselsäure und Eisenerzen, sondern auch verhältnismässig reich an Gold, also an denjenigen Substanzen, welche die Ausfüllung der Gänge ausmachen. Dass das Gold nicht von den Gängen aus in das Nebengestein eingewandert ist, sondern schon ursprünglich in demselben vorhanden war, beweist auf das Schlagendste der Umstand, dass auch der 2 Kilometer von den Gängen entfernte Trachytpechstein gediegen Gold enthält.

Das Edelmetall wurde jedenfalls durch Gewässer aus dem Nebengestein extrahirt und gelangte in Lösungen zugleich mit der Kieselsäure in die Spalten, woselbst es concentrirt wurde. Die Mehrzahl der Gruben von Guanaco, welche im Anfange beträchtliche Mengen von Gold

lieferten, sind jetzt trotz der kurzen Zeit ihres Abbaus infolge der geringen Tiefe der Gangspalten schon nahezu als erschöpft zu bezeichnen.

Es ist ganz unverkennbar, dass zwischen dem Auftreten des Goldes und bestimmten Eruptivgesteinen gesetzmässige Beziehungen bestehen. Suess[1]) machte schon auf die häufige Vereinigung des Goldes mit hornblendeführenden Felsarten verschiedenen Alters aufmerksam. Soweit meine Kenntnisse reichen, sind es ganz vorwiegend mehr oder weniger kieselsäurereiche Gesteine, welche in wechselnden Verhältnissen aus Plagioklas, Orthoklas, Quarz, Hornblende und Biotit bestehen, die als die Träger oder Urheber des Goldreichthums anzusehen sind. Von den zuletzt genannten Mineralien kann einmal eines auch vollständig fehlen. Es sind Gesteine, welche man als Granitit (syenitartiger Granit), Diorit, Quarzporphyr (Felsitporphyr), Dacit (Quarzpropylit) und Quarztrachyt (Liparit oder Rhyolith) bezeichnet. Die erstgenannten drei Felsarten sind auf das engste miteinander verknüpft, sie finden sich häufig an einem und demselben geologischen Körper, die beiden letzteren hinwiederum entsprechen ihrer mineralischen Zusammensetzung nach durchaus den Dioriten, respective Quarzporphyren und Granititen. [2])

Diese Gesteine stehen mit dem Auftreten des Goldes im engsten Zusammenhang nicht nur in Chile, sondern nach den Berichten Anderer auch in Bolivia, Peru, Nordamerika, Australien und Europa.

Durch das fast ausschliessliche Vorkommen des Goldes in kieselsäurereichen Muttergesteinen erklärt sich auch der Umstand, dass dasselbe fast immer an Quarz gebunden ist.

Diese Regel hat jedoch nur für die eruptiven Gesteine Geltung, und auch da nur, wo das Gold das Haupterz der Gänge ausmacht. Der Comstock-Lode, fast ebenso reich an Gold wie an Silber, wird von Suess gewiss mit vollem Recht nur als eine goldreichere Abänderung der edlen Silbererzgänge von Südamerika bezeichnet. Mit der Combination von Gold und Silber besitzt er auch die Vereinigung der zwei Eruptivgesteine, welche in Chile und auch anderwärts die Hauptträger der beiden Edelmetalle sind. Während das Liegende des Ganges quarzführender Diorit ist, welches Gestein

[1]) E. Suess, Die Zukunft des Goldes. 1887. 336.

[2]) Vergl. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. 1887, 522 u. 523.

zuvor als einer der Hauptgoldbringer bezeichnet wurde, bildet das Hangende Augitpropylit oder wie dieses Gestein seit neuerer Zeit genannt wird, jüngerer Diabas — eine Felsart, die, wie schon früher erwähnt, auch in Chile im innigsten Zusammenhang mit den edlen Silbererzgängen steht. Bei einem Vergleich der zuvor in drei Classen eingetheilten chilenischen Erzvorkommnisse mit den ungarisch-siebenbürgischen Erzlagerstätten würden die edlen Silbererzgänge Chiles, welche an das Auftreten von Plagioklas-Augitgesteinen gebunden sind, dem Vorkommen von Schemnitz entsprechen, wo gleichfalls augitführende Gesteine (Augitpropylit oder Diabas nach vom Rath[8]) die Träger des Edelmetalls sind.

Der zweiten Classe von chilenischen Erzvorkommnissen entspricht die Lagerstätte von Rodna, insofern als auch hier ein jüngerer Andesit als der Urheber der Erzmittel angesehen wird, ferner insofern als auch die Erze, Bleiglanz, Zinkblende und Kiese sowohl Silber als auch Gold enthalten.

Unter den Goldvorkommnissen endlich scheint das von Guanaco in vieler Hinsicht dem von Vöröspatak zu gleichen, während die Gold- und Kupfererzlagerstätte im jungen Granitit, respective quarzführenden Diorit von Remolinos gewissen gleichfalls in tertiären plutonischen Felsarten (Quarzdiorit) auftretenden und gleichfalls Gold und Kupfererze führenden Gängen des Banats (z. B. bei Oravicza) entsprechen dürfte.

Aus alledem ergibt sich, dass nahe Beziehungen zwischen dem Auftreten von Eruptivgesteinen und dem Vorkommen der Erze bestehen. Die von den hervorragendsten Geologen, wie Stelzner und Suess, vertretene Ansicht, dass die Erze aus dem Innern der Erde stammen, dürfte heute wohl Niemand mehr ernstlich bestreiten. Aus der Thatsache aber, dass gewisse Erze an ganz bestimmte Eruptivgesteine gebunden sind, geht hervor, dass zwischen dem Auftreten der Erze und der Art des eruptiven Magmas ein Zusammenhang besteht.

In dem Fall von Guanaco glaube ich den Beweis geliefert zu haben, dass das Gold zugleich mit dem eruptiven Magma an die Erdoberfläche gelangte — da es sich in gediegenem Zustand nicht

---

[8]) G. vom Rath, Ueber seine Besuche in der Umgegend von Kremnitz und Schemnitz. N. J. f. M. u. G. 1878, 871.

nur in dem normalen Quarztrachyt, sondern auch in dem glasigen Pechstein eingestreut findet — und dass es von hier nur durch Lateralsecretion in die Spalten gelangt sein konnte, da dieselben gar nicht in grössere Tiefe fortsetzen.

Hiermit soll aber keineswegs gesagt sein, dass sämmtliche Erzgänge ihren Erzgehalt direct aus dem Nebengestein bezogen haben, in sehr vielen Fällen dürfte derselbe vielmehr aus grösserer Tiefe, wohl durch Thermalquellen, in dieselben gelangt sein.

Petrographische Bemerkungen.

Goldhaltiger Pechstein von Guanaco.

Grünlichgrauer Pechstein mit vereinzelten Einsprenglingen von Biotit und kleinen röthlichen Sphärolithen.

Unter dem Mikroskop fällt zunächst eine schön ausgebildete Perlitstructur auf, welche dadurch noch deutlicher hervorgehoben wird, dass sich auf den Absonderungsflächen doppelbrechende Substanzen, wohl secundärer Bildung, angesiedelt haben. Die Sphärolithe zeigen die gewöhnliche Ausbildung, sie finden sich häufig in der Nähe von Haufwerken von Feldspath, welche aus der Grundmasse ausgeschieden sind. Die Feldspatheinsprenglinge sind ausserordentlich rissig, sie gehören zum Theil der Plagioklasreihe an, zum Theil sind sie Sanidin. Ausserdem finden sich von Einsprenglingen nur noch spärliche Blättchen von stark pleochroitischem Biotit. Von accessorischen Gemengtheilen erkennt man Körner von dunklen Erzen. Von besonderem Interesse ist das Auftreten von Gold, welches in äusserst feinen Partikelchen ziemlich gleichmässig durch das ganze Gestein vertheilt ist. Dass dasselbe sicher als primärer Gemengtheil, als gediegen Gold dem Gestein angehört, folgt schon daraus, dass die feinen zackigen Krystallskeletchen sowohl in der glasigen Grundmasse und den Sphärolithen als auch in dem noch durchaus frischen Feldspath sich vorfinden. Das Auftreten desselben ist gleichfalls ein deutlicher Beweis seiner primären Natur, indem es schnurförmig angeordnet ist, wobei sich die einzelnen Schnüre im Dünnschliff deutlich verfolgen lassen. Dieselben werden weder durch die Sphärolithe, noch durch die perlitische Absonderung im geringsten gestört

und finden sich namentlich in den frischesten Theilen der Glasmasse in relativ grosser Menge.

Andengesteine von Remolinos.

Andengranit (Hornblende-Biotitgranit).

Lichtes, mittelkörniges, frisches Gestein von echt granitischem Habitus. Schon mit dem blossen Auge erkennt man deutlich fleischrothen Orthoklas, weissen Plagioklas, reichlich Quarz, sowie in beträchtlicher Menge Hornblende und Biotit. Von accessorischen Gemengtheilen tritt besonders gelblichbrauner Titanit hervor. Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass Orthoklas und Plagioklas so ziemlich in gleicher Menge vorhanden sind. Der erstere besitzt das für den Orthoklas der echten Granite charakteristische trübe Aussehen, zuweilen umschliesst er Partien von Plagioklas. Der Plagioklas ist stets noch recht frisch und lässt durchwegs deutliche Zwillingsstreifung erkennen. Die Feldspathe enthalten in grosser Menge gut ausgebildete Kryställchen von Magnetit umschlossen im innigen Zusammenhang mit Fetzen von Hornblende. Glaseinschlüsse lassen sich mit Sicherheit nicht constatiren. Der Quarz findet sich in Körnern vor und enthält reichlich die für den Quarz der Granite charakteristischen perlschnurartig angeordneten Flüssigkeitseinschlüsse. Grünliche Hornblende und Biotit, welche in ungefähr gleicher Menge vertreten sind, sind wie gewöhnlich ausgebildet, sie bilden oft zusammen mit Magnetit und weingelbem Titanit nesterförmige Anhäufungen. Von weiteren accessorischen Gemengtheilen ist Zirkon öfters zu beobachten.

Andendiorit (quarzführender Diorit).

Ziemlich feinkörniges, graues Gestein, in welchem deutlich grössere Krystalle von Plagioklas zu erkennen sind. Im Dünnschliff sieht man, dass die Structur nicht mehr gleichmässig körnig, sondern mehr porphyrartig ist. Von grösseren Einsprenglingen beobachtet man nur Plagioklas. Derselbe zeigt deutliche Krystallform und ist sehr reich an Einschlüssen, unter welchen hauptsächlich Hornblende, Apatit, Magnetit, sowie in geringerer Menge Glaseinschlüsse zu constatiren sind. Die Hauptmasse des Gesteins bilden Plagioklas, Horn-

blende und Biotit in wirrem Gemenge. Der Quarz tritt in diesem Gestein etwas mehr zurück, findet sich jedoch fein vertheilt ziemlich häufig. In einigen Fällen glaubt man Krystallumrisse zu erkennen. Auch hier findet sich unter den accessorischen Gemengtheilen Zirkon in relativ grossen Krystallen.

Andenporphyr (Quarzporphyr).

Lichtes mattes Gestein von liparitähnlichem Habitus, in welchem man Krystalle von Quarz, Biotit und Feldspath wahrnimmt. Unter dem Mikroskop erkennt man, dass das Gestein zum Theil zersetzt ist. Die grossen Einsprenglinge von Feldspath, welche meist Orthoklas sind, sind stellenweise in ein glimmerähnliches Mineral umgewandelt. Der sehr reichlich vorhandene Quarz tritt in idiomorphen Krystallen auf und ist recht rissig. Er enthält Einschlüsse und Einbuchtungen von Grundmasse und ist häufig von einem Kranz sphärolithischer Bildungen umgeben. Biotit findet sich in schmalen Lamellen, welche grossentheils zersetzt sind. Hornblende scheint dieser Gesteinsart gänzlich zu fehlen. Die Grundmasse ist vollständig entglast und sphärolithisch ausgebildet.

Turmalinführender Andengranit.

Das Gestein ist zersetzt und hat infolge dessen ein mattes Aussehen. Den Hauptheil bildet eine ziemlich dichte helle Masse mit einzelnen basischen Einsprenglingen. Im Dünnschliff fällt sofort der grosse Quarzreichthum des Gesteins auf. Der Feldspath hat eine vollständige Umwandlung in aggregatpolarisirende glimmerartige Substanzen erfahren. Die Hornblende ist grün und schilfig, der Biotit gebleicht und verändert. Daneben finden sich kleine radialstrahlige Aggregate von Turmalin, welcher durch seine kräftige Absorption, sowie durch seine starke Doppelbrechung charakterisirt ist.

Pleochroismus: $\mathfrak{a}$ blauviolett, $\mathfrak{c}$ weingelb.

Turmalinquarzfels.

Vollkommen dichtes, schwarzes, splittriges Gestein von basaltähnlichem Aussehen. Unter dem Mikroskop besteht das Gestein aus einem dichten Gemenge von Quarz und Turmalin. Der erstere bildet

in feinen Körnern eine Art Grundmasse, in welcher der Turmalin theils in einzelnen kleinen idiomorphen Krystallen, theils in büschelförmigen Aggregaten und verfilzten Butzen eingestreut liegt. Die optischen Eigenschaften des Turmalins sind dieselben, wie im vorhergehenden Gestein. Zonarer Aufbau nach den Prismenflächen lässt sich in Querschnitten nicht selten an der verschiedenen Färbung der einzelnen Schichten erkennen. Dem Quarz scheinen hier die Flüssigkeitseinschlüsse zu fehlen, dagegen umschliesst er in ausserordentlicher Menge Mikrolithe von Turmalin. Ein Feldspathgemengtheil ist wahrscheinlich nicht vorhanden. Einzelne rundliche Körner von hellbräunlicher Farbe mit starker Licht- und Doppelbrechung dürften als Titanit zu deuten sein.

XVII. Versuch einer Ordnung der Eruptivgesteine nach ihrem chemischen Bestande.

Von **Heinr. Otto Lang.**

Aufgabe dieser Abhandlung soll nur sein, eine taugliche Vergleichungsweise der Eruptivgesteine in chemischer Beziehung zu ermitteln und deren Ergebnisse in einer entsprechenden Anordnung der Gesteine zum Ausdrucke zu bringen.

Seit Bischof (1849) und Bunsen (1851) hat man bekanntlich die Bauschanalysen der Eruptivgesteine auf verschiedenen Wegen miteinander zu vergleichen gesucht, jedoch hat keiner derselben zum gewünschten Ziele geführt.

Was an den einzelnen Methoden und deren Ergebnissen auszusetzen ist, hat J. Roth in seinen verschiedenen Schriften so meisterhaft dargelegt, dass es überflüssig erscheint, dies nochmals zu zeigen; aber auch Roth's eigener Versuch einer Classification nach den Sauerstoffmengen der Mono- und Sesquioxyde konnte Anerkennung nicht finden.

Obwohl die Kritik aller älteren Vergleichs- und Classificationsmethoden lehrte, dass dieselben hauptsächlich daran scheiterten, dass sie auf den Kieselsäuregehalt als oberstes Eintheilungsprincip zu grosses Gewicht legten, haben doch auch die Nachfolger bis auf Löwinson-Lessing[1]) und Rosenbusch hin (bei welchem sich die bevorzugte Rücksichtnahme auf die Kieselsäure in seinen „Gesetzen" ausspricht) sich davon nicht frei machen können. Zu den grossen Anläufen der Säure-Systematiker steht aber immer, und darauf aufmerksam zu machen wollte ich doch nicht unterlassen, das Ergebnis auch seiner Geringfügigkeit halber im Missverhältnis; eine Ordnung der Eruptivgesteine in nur zwei getrennte Arten *(roches acides* und *basiques)* und einige wenige, um Verlegenheiten auszuweichen geschaffene Zwischenglieder kann bei dem reichhaltigen Materiale noch nicht befriedigen.

Schon bei den älteren Versuchen wurde den Vergleichungsmethoden grösseres Interesse durch ihre Verknüpfung mit geologischen

[1]) Bull. Soc. Belge de Géol. 1890, IV, 221.

Hypothesen von grösster Tragweite zu verschaffen gesucht, und in Rosenbusch's vorjähriger Abhandlung (diese Mittheilungen, XI, 144) überwuchern sogar die Speculationen. Ich für meinen Theil möchte darin nicht folgen; nach meiner Meinung ist zunächst ein gangbarer Weg zu schaffen, um die Eruptivgesteine nach ihrem chemischen Bestande zu vergleichen; erst wenn anerkannt ist, dass solcher Weg zum Ziele führe, finde ich es an der Zeit, Hypothesen über die Verwandtschaftsbeziehungen aufzustellen; bis dahin erlaube ich mir solche Speculationen für verfrüht zu halten und ihren Wert zu bezweifeln.

Diese Erklärung beleuchtet zugleich die Wichtigkeit der vorliegender Abhandlung gestellten Aufgabe: sie soll ebensowohl eine Methode zur leichten Vergleichung des chemischen Bestandes bieten, als auch den Grund schaffen, auf welchem Theorien über die Verwandtschaft der Felsarten aufgebaut werden können.

Vielen und zumal der Gesteinskunde ferner Stehenden mag es scheinen, als ob die zu lösende Aufgabe die sei, ein Schema zu geben, nach welchem man aus der Bauschanalyse des Gesteins seinen Mineralbestand sofort bestimmen kann. In der That darf man es als ein Kennzeichen für die der Vollkommenheit angenäherte Lösung der Aufgabe ansehen, dass man, wenigstens in den meisten Fällen, aus der Uebereinstimmung im chemischen Typus auf diejenige im Mineralbestande schliessen darf und dass die Frage nach der Natur und dem Mengenverhältnisse der vorwaltenden Gesteinsgemengtheile aus der Gruppe der Feldspathe und feldspathähnlichen Mineralien, sowie nach der Gegenwart freier Kieselsäure beantwortet wird, während keine Aussicht vorhanden ist, dass jemals auf diesem Wege die Art der aus der Gruppe der Bisilicate vorhandenen Gemengtheile (ob Hornblende, ob Augit oder Diallag, Hypersthen u. a.) ermittelt werden könnte: — trotzdem birgt jene Ansicht eine grosse Verkennung des Zweckes. Ein System der Eruptivgesteine, das zur Gesteinsbestimmung allemal erst der Bauschanalyse bedürfte, würde seiner Umständlichkeit halber schon zum Unterricht nicht taugen. Der Mineralbestand ist auf anderem Wege viel leichter zu ermitteln.

Auch die Bestimmung, welchem auf Grund des Mineralbestandes und der Structur aufgestellten, in der Gesteinskunde allgemein anerkannten und schon deshalb ehrwürdigen Typus ein fragliches Gestein angehöre, z. B. ob dem Diabas oder dem Melaphyr, soll

eine solche chemische Systematik nicht bezwecken. Es wird gewiss als sehr schön empfunden werden, wenn eine vollständige Deckung einer nach chemischen mit einer nach mineralogischen Eintheilungsprincipien gebildeten Gruppe von Gesteinen stattfindet, wie in diesem Falle z. B. bei den Phonolithen. Daraus werden beide Eintheilungsprincipien Kräftigung und Stärkung ziehen, die Gruppe selbst wird in ihrer Sonderstellung unantastbar erscheinen. Aber zu fordern, dass dies für jeden mineralogisch begründeten Gesteinstypus erfolge (für die nur auf Grund der Structur oder des Alters aufgestellten wird dies wohl Niemand verlangen), heisst die vorhandene mineralogische Systematik überschätzen. Eine der Hauptschwächen derselben liegt nämlich darin, dass sie die Mengenverhältnisse der Gesteinsbestandtheile zu wenig berücksichtigt; wohl bringt sie zum Ausdruck, ob das Gestein z. B. etwas Augit oder Hornblende oder einen bestimmten Glimmer enthalte, wenn auch vielleicht dessen Menge noch nicht den fünfzigsten Theil des Gesteins ausmacht, aber sie lässt dafür oft das unberücksichtigt, was die chemische Bauschanalyse stark beeinflusst: nämlich in welchen Mengenverhältnissen die viel wichtigeren Feldspatharten, bezüglich die Substanzen von Kali-, Natron- und Kalkfeldspath vertreten sind.

Diese Schwäche der Systematik hat insbesondere dahin geführt, dass einzelne der mineralogisch festgestellten Typen einen Umfang erlangt haben, der von vorneherein gar nicht die Erwartung aufkommen lässt, dass ihm ein einziger chemischer Typus genügen werde. Dies gilt z. B. von dem Typus Granit (einschliesslich Porphyr und Rhyolith). Entsprach dieser Begriff bei den älteren Petrographen Gesteinen, welche wesentlich aus vorwaltendem Kalifeldspath und Quarz, sowie untergeordnetem Glimmer bestanden, so hat man doch später zu ihnen alles nur irgendwie Aehnliche hinzugefügt, und als das dringende Bedürfnis zu einer Gliederung dieses massenhaften Materiales antrieb, ist dieselbe in Berücksichtigung der meist ganz untergeordneten Gemengtheile aus der Glimmer- und Hornblendefamilie erfolgt, die dabei auch noch häufig neben einander auftreten; eine Eintheilung nach Menge und Natur der vorwaltenden Feldspathsubstanzen dagegen hat man nicht gutgeheissen. Zu dieser Granit-Tragödie fehlt denn auch, beiläufig als kennzeichnend bemerkt, das Satyrspiel nicht, indem unsere Steinmetze unter der Bezeichnung „Belgischer Granit“ uns den Kohlenkalk vorstellen.

Die Folgen dieser Mängel machen sich jetzt schon so weit fühlbar, dass man den Eindruck erhält, die jetzige und zu Unterrichtszwecken wohl auch sobald nicht zu verwerfende mineralogische Gesteinssystematik habe sich „abgewirthschaftet". Es lässt sich wenigstens vermuthen, dass hauptsächlich das Gefühl der Unbefriedigung mit diesem System dazu führt, die histologischen Verhältnisse der Eruptivgesteine als oberstes Eintheilungsprincip mehr und mehr zu empfehlen und zu benutzen, obwohl dieselben ersichtlich von den Erstarrungsverhältnissen noch stärker beeinflusst worden sind als der Mineralbestand, und die Gefahr, Theile eines Gesteinsindividuums als selbständige Gesteinskörper zu betrachten, hier offenbar näher liegt.

Ein gewisses Maass von Einseitigkeit ist bei jeder systematischen Ordnung unvermeidlich: deshalb wird es mich nicht überraschen, wenn die im Folgenden dargelegte Vergleichungsweise wie die auf Grund derselben vorgeführte Reihung chemischer Typen von Gesteinsgruppen dieserhalb an den verschiedensten Punkten angefochten wird, ja ich bekenne von vorneherein gern, dass sie sehr anfechtbar ist. Mich tröstet diesbezüglich jedoch der Umstand, dass die älteren Versuche in dieser Richtung nicht etwa wegen ihrer Grundlagen keinen Anklang gefunden haben, sondern nur, weil ihre Ergebnisse nicht befriedigten. Erreicht das Geschoss sein Ziel nicht, so wird man eben leichte Kritik an Waffe und Schützen üben können. Von den Ergebnissen meiner Vergleichungsweise hoffe ich dagegen wenigstens die Anerkennung zu finden, dass sie mehr befriedigen als diejenigen meiner Vorgänger[1]; dann mag man getrost an den Grundlagen meiner Methode noch mehr auszusetzen finden als an denen jener, und insbesondere, wie angedeutet, eine grössere Einseitigkeit rügen. Diese war eben nöthig, um zum Ziele zu gelangen; bei allen solchen Versuchen ist ja „Beschränkung" das Befehlswort!

Beschränkung übte ich und musste ich zunächst darin üben, dass ich als wichtigste Bestandtheile der Eruptivgesteine nur die Feldspathe und deren Vertreter (Nephelin, Leucit, Basis) ansehe. Damit leugne ich aber nicht zugleich, dass in vielen Gesteinen der

---

[1]) Eine Vergleichung solcher Ergebnisse habe ich beim Typus Phonolith erleichtert, wie zu ersehen.

Quarz oder Glimmer oder Bisilicate zu wesentlichen Gemengtheilen würden, ich betone vielmehr nur das allen Eruptivgesteinen Gemeinsame. Wie es viele quarzfreie Eruptivgesteine gibt, so ist ja auch die Zahl derjenigen nicht gering, in denen Glimmer oder Bisilicate fehlen oder wenigstens in nur ganz untergeordneter Menge auftreten.

Damit sind allerdings die Serpentine und etwa feldspathfreie Pikrite ausgeschlossen. Dies glaube ich aber verantworten zu können, denn einmal ist von den massigsten Serpentinvorkommen die eruptive Natur fraglich, von denen aber, welche als eruptiv anzusehen sind, ihre Eigenschaft als selbständige Gesteine; auf „Randgesteine“ und sonstige Faciesgebilde in ihrem ganzen Umfange meine Betrachtung auszudehnen, konnte beim ersten Versuche einer chemischen Gesteinsordnung die Aufgabe nicht sein. Wenn als nöthig befunden werden sollte, die Serpentine und sonstigen feldspathfreien oder -armen Eruptivgesteine in der chemischen Gesteinsordnung zu berücksichtigen, so wird dies übrigens gar nicht schwer fallen, und zwar auch auf dem von mir gewiesenen Wege, durch Anfügung einer eigenen Classe.

Auch die schiefrigen protogenen Gesteine, die sogenannten krystallinischen Schiefer, habe ich nicht mit in die Betrachtung gezogen. Bekanntlich rechnet J. Roth dieselben zu den Eruptivgesteinen, und meine, in „Bildung der Erdkruste“ 1873 ausführlich entwickelte Ansicht von ihren Bildungsverhältnissen steht seinen Anschauungen nahe. Aber da diese Gesteine doch nicht eruptiv sind und die Aufgabe sich zunächst auf die einfachsten und zweifellosesten Verhältnisse beschränken sollte, habe ich der einzelnen bekannteren Gneissvarietäten nur anhangsweise, ohne Einberechnung, bei den einzelnen Typen gedacht. Eine Verschiedenheit der Erstarrungsverhältnisse für eruptive und nicht eruptive Schmelzflüsse lässt sich ja doch nicht verkennen und äussert sich dieselbe, wie ich meine, auch schon in dem ungemein raschen Wechsel mannigfaltiger Mineralcombinationen bei vielen Gneissen: diese fällt dort recht in die Augen, wo, wie z. B. bei Wenersborg in Schweden, auf weitere Strecken hin Gneissquerbrüche die Erdoberfläche bilden. Die verhältnismässig grosse Ruhe, welche bei der entogäen Erstarrung obwaltete, musste eine Magmaspaltung und -Ausscheidung begünstigen. Dagegen lehrt die gewöhnlichste Beobachtung, dass Flüssigkeiten, welche verschiedenerlei Stoffe gelöst und verschiedenartiges

Material suspendirt enthalten, sobald sie in lebhafte Bewegung gerathen, alles dieses durcheinandermengen und einen verhältnismässig gleichartigen Fluss darstellen. Die Eruptionsbewegung muss aber eine so lebhafte gewesen sein. Infolge dessen wird man bei den eruptiven Gesteinskörpern ein gleichartigeres Magma und Erstarrungsproduct vermuthen dürfen als bei den entogäen Gneissen, allerdings nur insoweit, als nicht bei jenen eine neue und andersartige Spaltungsursache zur Geltung kam, nämlich die jähe Wärmeentziehung, welcher wir die Entstehung der „Randgesteine", der „Rand- und Gangfacies" zuschreiben.

Des Weiteren habe ich mich, was meine Vorgänger auch gethan haben, auf die Berücksichtigung der „normalen" Gesteinsgemenge beschränkt, also derjenigen, welche gewissermassen in gleichbleibender Einförmigkeit die Gesteinskörper aufbauen; es ist das eine Consequenz der schon erwähnten Vernachlässigung untergeordneter Faciesgebilde; doch ist die Erkenntnis derselben nicht immer leicht, weshalb weiter unten nochmals darauf zurückgekommen wird.

Von den vorhandenen Gesteinsanalysen habe ich auch zunächst bei weitem nicht alle in Rechnung gezogen. Erstlich habe ich alle untauglichen ausgeschlossen, deren es sehr viele gibt, weniger wegen des Misstrauens gegen Analytiker und analytische Methoden, als weil das Analysenmaterial in geologischen Beziehungen verdächtig ist (als von Verwitterung oder Zersetzung verändert oder als anormal), dann aber habe ich aus noch zu erwähnenden Gründen diejenigen bevorzugt, welche sich auf ein und denselben Gesteinskörper oder dieselbe Collectiveinheit von Gesteinen bezogen; mit Vorliebe gewählt habe ich die Analysen von Gesteinen, deren geologisches Verhalten mir wohl bekannt war, nicht berücksichtigt dagegen diejenigen von Gesteinskörpern, deren geologische Verhältnisse, zumal bezüglich der Frage ob eruptiv oder nicht, zweifelhaft erschienen. Erklärend muss ich noch hinzufügen, dass eine gewisse Beschränkung darin mir durch äusserliche Verhältnisse aufgedrungen war: mir standen vornehmlich nur die in Roth's Tabellen von 1861—1884 zusammengestellten Analysen zur Verfügung, und konnte ich selbst nur lebhaft bedauern, dass ich deshalb von vielen schon vorhandenen Analysen zur erwünschten Vervollständigung meines Typengebäudes keinen Gebrauch machen konnte.

Allen diesen Beschränkungen gegenüber werden die Fachgenossen voraussichtlich bereitwillig Nachsicht üben, dagegen schwere Bedenken gegen diejenige auf gewisse Vergleichungspunkte im chemischen Gesteinsbestande hegen.

Dem gegenüber möge man Folgendes erwägen: Den wesentlichen Bestand der Eruptivgesteine bilden

$$SiO_2,\ Al_2O_3,\ Fe_2O_3,\ FeO,\ MgO,\ CaO,\ Na_2O,\ K_2O;$$

von den übrigen Stoffen darf man wohl, ohne erheblichen Widerspruch zu gewärtigen, ganz absehen. Das sind aber immerhin schon 8 chemische Verbindungen, also 8 Vergleichungspunkte chemischer Analysen. Die Mengen aller jener Stoffe (abgesehen von der Zusammennahme der Eisenoxyde) unmittelbar in vergleichende Rechnung zu bringen, wagte nur Bunsen mit seiner Theorie der beiden Magmen. Schon Bischof hatte nicht unmittelbar die Stoffmengen zur Vergleichung heranzuziehen gesucht, sondern Verhältniszahlen, nämlich das Verhältnis der Sauerstoffmenge der Kieselsäure zu der Summe des Sauerstoffes der anderen Verbindungen. Auch Durocher, welcher zunächst doch nur die Kieselsäuremenge als oberstes Eintheilungsprincip hinstellte, nahm diese [1]) und ähnliche Verhältniszahlen zu Hilfe, und ihnen sind die Späteren mit abgeänderten Versuchen gefolgt. Dass alle diese Versuche nicht zum Ziele geführt haben, schreibe ich dem Umstande zu, dass man allzuviel hat berücksichtigen wollen.

Von den 8 Stoffen ist nicht jeder von gleicher Wichtigkeit. Bezüglich der Kieselsäure ist dies von jeher durch ihre Ausnahmestellung anerkannt, bezüglich der Eisenoxyde durch ihre häufig summarische Anführung; jene ist also immer hoch, diese recht gering geschätzt worden. Die Magnesia erweist sich bei näherer Betrachtung als eine recht unbeständige Grösse, wie schon ein Blick auf die weiterhin angeführten Analysen des Brockengranits lehrt, wo ihre Menge zwischen 0·01 und 1·93, also dem Einhundertdreiundneunzigfachen, schwankt; ihr Wert für die Vergleichung und

[1]) Obwohl er in seiner Abhandlung es nicht für nöthig oder angemessen erachtete, seine deutschen Vorarbeiter auch nur zu erwähnen. Da er in Entwicklung seiner Theorie der „liquation" den Thonerdegehalt sehr hervorhob und z. B. darlegte, wie es von diesem abhängig gewesen, ob sich diese oder jene Mineralcombination gebildet habe, musste er auch einen eigenen Sauerstoffquotienten für Thonerde und Monoxyde aufstellen.



Classification wird jedoch nicht allein hierdurch ein ganz verschwindender, sondern auch, und dieses betrifft die Thonerde ebenfalls, durch das ersichtlich sehr gewöhnliche Vicariiren von Eisenverbindungen für diese Stoffe.

Pflichtet man meiner oben erklärten Anschauung bei, dass die Eruptivgesteine wesentlich Feldspathgesteine sind, so wird man nothwendig das Augenmerk auf die wichtigsten Feldspathstoffe richten müssen; das sind aber Kalk, Natron und Kali. Die Thonerde neben ihnen besonders in Betracht zu ziehen, erscheint überflüssig, da eine entsprechende Menge derselben (respective mit Eisenoxyd) schon durch die Anführung jener gefordert wird.

Daraus leite ich das Recht ab, bei der Vergleichung der Gesteinsanalysen mich zunächst auf die Betrachtung der Mengenverhältnisse der Feldspathbasen Kalk, Natron und Kali zu beschränken. Die wissenschaftliche Berechtigung dieser Beschränkung ausführlicher darzulegen, darauf verzichte ich aus schon angeführten Gründen; doch will ich noch bemerken, einmal, dass wer nicht nur der Einseitigkeit halber meine Vergleichungsweise tadelt, sondern dieselbe auch aus dem Grunde rügt, dass diese Stoffe ja nicht allein zu Feldspathen verbraucht werden, sondern auch noch andere Verbindungen eingehen, doch bedenken möge, dass es zunächst auf ihre Gegenwart im Magma ankommt und noch nicht darauf, was bei der Erstarrung aus ihnen wird — und dann, dass mich insbesondere der Blick auf die Technik der Silicatflüsse, auf die Glasmacherei ermuthigt hat zu dieser Hervorhebung des „Alkalienverhältnisses“, wie ich mir erlaube, dieses Mengenverhältnis zu bezeichnen, obwohl in demselben neben den beiden Alkalien noch die alkalische Erde Kalk auftritt [1]); auch bei den künstlichen Gläsern sehen wir die Eigenschaften in erster Linie abändern nach dem Gehalt von Kali, Natron und Kalk.

Neben dem Alkalienverhältnisse als erstem Vergleichungspunkt und oberstem Eintheilungsprincip verwende ich erst als zweiten die Kieselsäuremenge.

---

[1]) Die Oxyde CaO, Na_2O und K_2O benutze ich für das Alkalienverhältnis nur deshalb, weil ihre Procentmengen in den Analysen unmittelbar gegeben, umständliche Umrechnungen also unnöthig sind; mit vielleicht besserem Rechte (und Erfolge?) könnte man aber auch die Mengen der ihnen entsprechenden Metalle Calcium, Natrium und Kalium zum Vergleich bringen.

Noch weitere Vergleichungspunkte zu benutzen, habe ich vorderhand verschmäht, doch will ich einräumen, dass sich zur Abspaltung mancher chemischer Typen von Gesteinen oder beschränkteren Gesteinsgruppen die Heranziehung solcher wünschenswert oder nöthig zeigen wird. In den Analysentafeln zur Typenbildung für Gesteinsgruppen habe ich deshalb die Thonerde und Magnesia nicht ganz weggelassen, denselben allerdings der Vereinfachung halber einerseits das Eisenoxyd, andererseits das Eisenoxydul (und Manganoxydul) gleich zugerechnet.

Die nächstliegende Aufgabe war nun, für Gesteins-Individuen und -Collectiveinheiten (siehe diese Mittheilungen, XI, 482) die chemischen Typen festzustellen, welche der Vergleichung dienen sollen. Dass der chemische Bestand in den meisten Fällen schon durch eine einzige Bauschanalyse bestimmt sei, bezweifle ich, und theilen diesen Zweifel in Betreff grobkörniger Mineralgemenge wohl alle Fachgenossen; grössere Sicherheit wird die Summe, bezüglich der Mittelwert aller vorhandenen Analysen bieten. Diese Methode zur Auffindung des chemischen Gesteinstypus erscheint sehr einfach und sicher, in Wirklichkeit bietet sie aber immerhin Schwierigkeiten, welche sich aus der Frage nach dem „normalen“ und nicht normalen Gesteinsgemenge ergeben. Den mittleren chemischen Bestand eines Gesteinsindividuums genau zu ermitteln, ist uns verwehrt, einmal dadurch, dass bei Eruptivgesteinen alle einzelnen Theile uns nicht zugänglich sind, und dann dadurch, dass, falls wir auch alle faciellen Abarten desselben chemisch bestimmt hätten, doch wegen Unkenntnis der Massenverhältnisse derselben sie nicht in sichere Rechnung bringen können. Erwägen wir zugleich, dass durch Spaltung (Seigerung) von dem Hauptgesteine chemisch und mineralogisch so verschiedene Mineralgemenge entstehen können, wie z. B. am Nord- und Ostrande des granitischen Brockenmassivs die sogenannten „Randgesteine“, so erkennen wir, dass, wie schon ausgesprochen, deren Berücksichtigung den Zweck unserer Betrachtung und Strebung zu nichte machen würde; die Typen würden eben aller Schärfe und Umgrenzung verlustig gehen. Ohne subjective Begutachtung wird sich das gewünschte Ziel also wohl nicht erreichen lassen.

An Stelle weiterer theoretischer Darlegungen, welche Grenzen zu ziehen und welche Freiheiten zu gewähren seien, will ich im Nachstehenden an drei, vom Einfachen zum Mannigfaltigeren fort-

schreitenden Beispielen darstellen, wie ein chemischer Gesteinstypus festzulegen sein möchte.

I. Gestein vom Monte Amiata.

J. Fr. Williams hat (N. Jahrb., Beil.-Bd. V) nachstehend zusammengestellte Analysen veröffentlicht:

	SiO_2	$(Al+Fe)_2O_3$	$(Fe, Mn, Mg)O$	CaO	Na_2O	K_2O
1. . . .	64·76	17·24	4·48	3·24	2·67	5·49
2. . . .	65·32	16·56	3·69	2·99	2·75	5·70
3. . . .	63·15	18·05	4·27	3·61	2·46	5·96
M' .	64·41	17·28	4·15	3·28	2·63	5·72
4. . . .	65·58	16·73	3·91	3·08	2·58	5·67
5. . . .	65·69	17·14	4·16	3·36	2·39	5·24
6. . . .	65·53	17·89	3·55	3·24	2·71	4·59
7. . . .	65·31	16·64	2·74	2·85	2·78	5·97
M'' .	65·53	17·10	3·59	3·13	2·61	5·37
M^a .	65·05	17·18	3·83	3·19	2·62	5·52
M^b .	64·97	17·19	3·86	3·21	2·62	5·55

Die Analyse 1 bezeichnet Williams als typisch für die Hauptmasse des Monte Amiata-Gesteins; derselben sind aber auch die Proben entnommen, welche zu den Analysen 2 und 3 gedient haben und schon ziemlich abweichende Werte bieten: so in der Kieselsäure 1·61 Procent, beim Kali 0·47 Procent, letzteres also um den zwölften Theil der Kalimenge. Mit grösserer Berechtigung als eine einzelne Analyse wird man das Mittel aus jenen drei Analysen, also *M'* als Typus für die Hauptmasse hinstellen dürfen; beide weichen in den Verhältniszahlen von Kalk und Alkalien auch so wenig von einander ab, dass die Abweichungen sich noch innerhalb der Decimalen halten, nämlich

	CaO		Na_2O		K_2O
Analyse 1 . . .	1·21	:	1	:	2·05
M'	1·25	:	1	:	2·18

Aber ganz ähnliche Verhältniszahlen bieten auch die vier Analysen von Randgesteinen des Monte Amiata, für die Nr. 4 typisch sein soll:

Analyse 4 . . .	1·19	:	1	:	2·2
M''	1·20	:	1	:	2·05

Deshalb wird man hier auch die Randgesteine bei Festlegung des Typus berücksichtigen dürfen; thut man dies, indem man das Mittel aus allen 7 Gesteinsanalysen zieht (M^a), so werden die Randgesteine ungerechterweise bevorzugt, weil die Zahl der von ihnen vorliegenden Analysen zufälligerweise um eine grösser ist als die der von der Hauptmasse entnommenen; richtiger ist also das Mittel M^b, das aus M' und M'' gezogen ist. Der Monte Amiata-Typus ist demnach gekennzeichnet durch folgende Zahlen:

Kieselsäureprocentmenge 64·97.
Verhältnis der Kalk- und Alkalimengen 1·22 : 1 : 2·12
oder kurz 1·2 : 1 : 2

Die Abweichungen von diesen Zahlen betragen:

Für Kieselsäure bis zu 1·82 Procent, also nur $^1/_{36}$,
„ Kalk 0·36 Procent, also $^1/_9$,
„ Natron 0·23 Procent, also $^1/_{12}$,
„ Kali 0·96 Procent, also $^1/_6$ der bezüglichen Menge.

2. Gestein von Christiania.

Dieses von mir in Consequenz des mineralogischen Classificationsprincips als granitischer Prädacit bezeichnete Gestein besitzt einen örtlich sehr abgeänderten Mineral- und chemischen Bestand. Es liegen von ihm sechs Analysen vor, von diesen beziehen sich jedoch vier, nämlich drei ältere von Kjerulf und eine der von mir (in „Eruptivgesteine des Christiania - Silurbeckens") veröffentlichten Jannasch'schen auf die Gesteinsabart eines beschränkten Gebietes. Wollte man bei der Typenbildung alle sechs Analysen gleicherweise in Rechnung ziehen, so würde man also ein ganz verzerrtes Bild erhalten; es empfiehlt sich demnach, in diesem Falle die drei Kjerulf'schen Analysen ganz bei Seite zu lassen. Auf Grund petrographischer Untersuchungen hatte ich das durch Analyse II repräsentirte Vorkommen als das Mittelglied der beiden Hauptabarten des Gesteines, denen Analyse I und III entsprechen, befunden; diese petrographische Bestimmung wird durch die chemische Analyse bestätigt; der Analyse II nähert sich in ihren Werten das Mittel der beiden Analysen I und III, noch mehr natürlich das hier angeführte Mittel aller drei Analysen. Läge also von diesem Gesteine einzig die Analyse II, als dem mittleren „normalen" Mineralbestande des Ge-

steins entsprechend, vor, so würde der chemische Typus schon mit leidlicher Sicherheit ermittelt sein. Die Alkalienverhältnisse sind für

I	1 CaO	: 9 Na_2O	: 12 K_2O
II	1 „	: 6·5 „	: 6 „
III	1 „	: 1·3 „	: 1·2 „
$\frac{I+III}{2}$	1 „	: 2·1 „	: 2·3 „
M	1 „	: 3 „	: 3 „

Erblickt man in dem Alkalienverhältnis von *M* das Charakteristische darin, dass die Menge von CaO als die geringste die Masseinheit darstellt und die Mengen von Na_2O und K_2O einander gleich sind, so kommen diesem Alkalienverhältnisse diejenigen von II und III so nahe, dass ihre Zusammengehörigkeit offenbar ist; aus der Einzelanalyse II oder III wäre also auch schon der chemische Typus des Gesteins zu bestimmen gewesen, obwohl die Werte beider Analysen von einander doch sehr abweichen; dagegen kann dies nicht aus Analyse I ermittelt werden, wohl aber wieder aus dem Mittel $\frac{I+III}{2}$ der beiden divergirenden Abarten.

	SiO_2	$(Al+Fe)_2O_3$	$(Fe,Mn,Mg)O$	CaO	Na_2O	K_2O
I . . .	76·05	12·02	1·34	0·42	3·79	5·09
II . . .	64·04	18·88	2·90	1·00	6·67	6·08
III . . .	59·56	20·50	5·28	3·67	4·88	4·40
M .	66·55	17·13	3·18	1·70	5·11	5·12

3. Granite des Harzes.

Im Harz unterscheidet man bekanntlich drei Granitmassen; während ihre Uebereinstimmung im wesentlichen Mineralbestande ihre Zusammengehörigkeit zu einem (nur local unterbrochenen) Gesteinskörper wahrscheinlich macht, wird andererseits ihre Sonderung nach verschiedenen Eruptionsphasen behauptet; letztere Behauptung würde natürlich sehr gekräftigt werden, falls sich für die drei Massive verschiedene chemische Typen ergeben sollten; ihre Zusammengehörigkeit zu einem Collectivindividuum würde jedoch dadurch noch nicht zurückgewiesen.

Die im Nachstehenden zusammengestellten und Roth's Tabellen 1861 und 1869 entnommenen Analysen zeigen nun eine grosse Mannigfaltigkeit; dementsprechend finden wir auch sehr verschiedene

	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Alkalienverhältnis
a) Brockengruppe:								
1. Brocken, Gipfel	73·71	13·46	1·98	1·93	1·15	2·60	4·59	1 : 2 : 4
2. Rehberg	75·06	13·00	3·18	0·01	0·88	3·06	4·16	1 : 3·5 : 4·7
3. Ilsethal, Meineckenbeck	66·81	19·05	5·02	0·31	3·26	2·85	2·78	1·1 : 1 : 1
4. „ „	75·10	13·03	3·23	0·01	1·27	3·92	3·80	1 : 3·1 : 3
5. „ Gruhebeck	72·21	15·61	3·45	0·43	1·76	2·80	4·14	1 : 1·6 : 2·4
6. Holzemmethal	71·93	12·89	5·66	0·47	1·81	1·86	4·88	1 : 1 : 2·6
7. Plessberg bei Ilsenstein	73·41	14·87	1·93	0·34	1·79	2·58	4·33	1 : 1·4 : 2·4
M'	72·60	14·56	3·49	0·50	1·42	2·81	4·09	1 : 2 : 3
b) Ockerthalgruppe:								
8. Ziegenrücken	75·46	11·89	3·52	0·08	1·25	2·56	4·40	1 : 2 : 3·5
9. „	76·69	13·17	2·46	0·86	1·72	1·25	5·18	1·3 : 1 : 4·1
10. „	77·25	13·68	2·67	0·16	0·60	1·78	5·32	1 : 3 : 9
M''	76·43	12·91	2·88	0·37	1·19	1·86	4·97	1 : 1·5 : 4
c) Rammberggruppe:								
11. Hexentanzplatz	76·81	10·95	2·19	0·02	0·83	3·10	5·26	1 : 3·7 : 6·3
12. Friedrichsbrunn	73·84	14·33	2·63	0·02	0·44	0·04	8·15	11 : 1 : 204
M'''	75·32	12·64	2·41	0·02	0·63	1·57	6·70	1 : 2·5 : 10
M	74·02	13·83	3·16	0·39	1·39	2·20	4·76	1 : 1·75 : 3·4

Alkalienverhältnisse; während meist der Kalk in der Minderheit und damit zugleich Masseinheit ist, findet dies auch einmal (Analyse 3) für Kali und sogar zweimal beim Natron statt. Demnach dürfte sich unter dem Analysenmaterial wohl viel „anormales“ befunden haben. Hätte der Geognost typisches Gesteinsmaterial zur Analyse zu besorgen, so würde er solches voraussichtlich dem Brockengipfel entnehmen; so finden wir denn auch das Alkalienverhältnis der Analyse 1 von dem des Mittels *(M)* aller Analysen wenig abweichend; letzteres verdient immerhin noch mehr Vertrauen, als die eine Analyse Nr. 1, in Rücksicht auf die Grobkörnigkeit des Gesteines. Wie stark die Schwankungen im chemischen Bestand bei nicht ganz normalen Gesteinspartien sind, lehren die Analysen 3 und 4, deren Material sich nach Angabe des Analytikers nur darin von einander unterschied, dass letzteres reicher an Quarz und ärmer an Glimmer gewesen sei. Für den Granit der Brockengruppe gleichen sich die Abweichungen bei der reichlichen Analysenzahl wieder aus und man darf aus der nahen Uebereinstimmung im Alkalienverhältnis einmal mit Analyse 1 und dann auch mit dem Gesammtmittel schliessen, dass das Mittel *(M')* für diese Gruppe der Wahrheit nahe komme. Dasselbe lässt sich aber nicht von den beiden anderen Gruppenmitteln behaupten, denen nur wenige Analysen zu Grunde liegen; dasjenige der Ockerthalgruppe wird ersichtlich durch Analyse 9 gestört, und die beiden Analysen des Rammberggranits weichen von einander in einzelnen Punkten gar zu sehr ab, bei dem Na_2O um den achtzigfachen Betrag. Trotzdem stimmen auch diese Mittel mit *M'* darin überein, dass im Alkalienverhältnis eine Steigerung von CaO durch Na_2O zu K_2O stattfindet; dies ermuthigt, an der Zusammengehörigkeit aller Analysen festzuhalten.

In dieser Weise wurde für eine grosse Anzahl von Gesteinen der Typus („chemischer Gesteinstypus“) festgestellt; nach der Uebereinstimmung oder Annäherung zunächst im Alkalienverhältnisse und dann in der Kieselsäureprocentmenge wurden ferner Gesteinsgruppen gebildet, für welche die Mittelwerte der einberechneten Analysen zur Aufstellung des chemischen „Gruppentypus“ dienten, um welchen ein Schwanken der Werte nur in bestimmten Grenzen stattfindet; diese Grenzen sind aber für die verschiedenen Gruppen enger oder weiter gesteckt, je nach der Güte und der Menge des verwandten Analysenmateriales.

Unveränderliche Werte sind weder die Gesteinstypen, noch die Gesteinsgruppentypen insofern, als man von jeder neu einzuberechnenden Gesteinsanalyse erwarten muss, dass sie sowohl die Zahlen des Alkalienverhältnisses wie der Kieselsäureprocente etwas verändere. Und da zu hoffen ist, dass die Zukunft recht viele brauchbare Analysen bieten werde, ist auch eine fortgesetzte Correctur der Typenzahlen zu erwarten. Die geringfügigsten Aenderungen werden sich naturgemäss bei denjenigen Gesteinstypen nöthig machen, welche auf eine grössere Zahl von Analysen begründet sind; sie sind deshalb auch für die Gesteinsgruppenbildung die wertvollsten [1]) und liefern für diese das Gerüst, während die von vereinzelten Analysen abgeleiteten Typen hauptsächlich nur als Füllstoff desselben ausgenutzt wurden.

Die in den Typen enthaltenen Zahlen besitzen also nur eine vergängliche Constanz, diejenigen der Gesteinsgruppentypen aber, nach meiner Auffassung, auch nur relativen Wert. Denn wollte man ihren absoluten Wert im Auge behalten, so würde es nur in den wenigsten Fällen gelingen, Gruppen von übereinstimmenden Gesteinstypen zusammenzubringen und würden diese Gruppen auch immer nur sehr wenige Gesteine umfassen. Dem gegenüber ziehe ich in die Gesteinsgruppe mit dem Alkaliverhältnis 1 : 2·3 : 2·4, das ich als Beispiel nehmen will, nicht nur Gesteine, deren Alkaliverhältnis genau diesen Zahlen entspricht, sondern auch solche mit Alkalienverhältnissen, wie

1 : 2·4 : 2·4
1 : 2·3 : 2·3
. . . . . .

überhaupt alle diejenigen, bei denen die Kalkmenge als geringste die Masseinheit bildet und die Mengen der beiden Alkalien einander gleich oder nahezu gleich sind.

Ebenso umfasst die Gesteinsgruppenformel

1 : 3 : 5

---

[1]) Man wird daraus bald das Bedürfnis schöpfen, von einem Gesteine recht viele Bauschanalysen möglichst frischen Materiales zu haben, entweder vollständige oder wenigstens die für die Ermittlung des Alkalienverhältnisses nöthigen Bestimmungen, und ferner eine analytische Methode wünschen, welche erlaubt, die zu seiner Feststellung nöthigen Wägungen an ein und derselben Partie von Gesteinspulver auszuführen.

nicht nur Gesteine mit genau demselben Alkalienverhältnis, sondern auch solche mit Alkalienverhältnissen wie

1 : 3 : 4
1 : 2 : 5
1 : 2 : 4
. . . .

also alle diejenigen, bei denen die Kalkmenge am geringsten, die Natronmenge grösser und die Kalimenge am grössten ist.

Man kann mir entgegenhalten, dass es besser gewesen wäre, um die Relativität der Zahlenwerte in den Alkalienverhältnissen der Gesteinsgruppen auszudrücken, Buchstaben zu wählen und statt der letztangeführten Formeln etwa zu schreiben:

$$1 : n : m,$$

wobei *m* und *n* eben stets als die Einheit übersteigende Grössen und *m* als grösser denn *n* bekannt wären. Ich habe dies unterlassen, einmal weil die für die Gesteinsgruppen angeführten Alkalienverhältniszahlen allemal zugleich wirklichen Zahlenwert besitzen, nämlich für das Mittel aller in die Gruppe einberechneten Gesteinsanalysen, und dann auch, weil die Unterscheidung verschiedener Gruppen zuweilen darnach geschieht, ob z. B. die mittlere Grössenzahl (bezüglich *n*) einen grösseren oder kleineren Wert als 2 oder als 3 besitzt und diese Wertrelation direct in den Verhältniszahlen zum Ausdruck gelangt.

Wichtigere Veränderungen der Gesteinsgruppentypen sind jedoch in der Richtung zu erwarten, dass man aus geologischen Gründen für nöthig erachten möchte, bereits aufgestellte Typen, bei deren Bildung ich, wie ich einräume, zuweilen recht mechanisch verfahren musste, in neue zu zerspalten oder andere ganz neu aufzustellen, wieder andere vielleicht zusammenzuziehen. Die Rücksichtnahme auf diese sehr wahrscheinlichen Vorgänge hat mich bewogen, bei der Vorführung der einzelnen Gruppentypen dieselben nicht mit fortlaufenden Nummern zu versehen, in Befürchtung späterer Unordnung. Eine Bezeichnung war aber andererseits auch wieder nöthig, um Bezug auf einzelne Typen nehmen zu können, zumal ich der Raumersparnis wie der leichteren Uebersicht halber die zur Gesteinsgruppen-Typenbildung dienenden Analysen in eine zum Schluss angefügte Tabelle vereinigt habe, der jene erläuternde

Text aber davon getrennt vorausgeschickt wurde; ohne bestimmte Bezeichnung würde da das einander Entsprechende schwer herauszufinden sein. So sah ich mich genöthigt, Namen zu wählen. Die mineralogisch begründeten Gesteinstypennamen waren jedoch dazu in den wenigsten Fällen geeignet, wenn nicht Missverständnisse daraus entstehen sollten. Um dem vorzubeugen, habe ich denn entweder Combinationen bekannter Gesteinsnamen gewählt oder nach wichtigeren, bezüglich interessanteren Gliedern des betreffenden Typus neue Namen gebildet. Auf Beibehaltung dieser Bezeichnungen bin ich weit entfernt zu bestehen, falls man mir bessere bieten wird.

Nöthig war nun ferner eine Anordnung der Gruppentypen, die erlaubt, für ein in Frage kommendes Gestein die Verwandtschaftsbeziehungen chemischer und damit vielleicht zugleich geologischer Art ohne Umständlichkeit und Schwierigkeit zu ermitteln. In Rücksicht auf das Alkalienverhältnis als erstes Eintheilungsprincip habe ich denn die Gesteine eingetheilt in 4 Hauptclassen, je nachdem eins oder zwei der Glieder des Verhältnisses vorwiegen:

I. Gesteine der Kali-Vormacht: $\Sigma K_2O \geq \Sigma CaO + Na_2O$.
II. Gesteine der Natron-Vormacht: $\Sigma Na_2O \geq \Sigma CaO + K_2O$.
III. Gesteine der Alkalien-Vormacht: $\Sigma Na_2O + K_2O \geq \Sigma CaO$.
IV. Gesteine der Kalk-Vormacht: $\Sigma CaO > \Sigma Na_2O + K_2O$.

Innerhalb dieser Classen umschliessen dann die Ordnungen wieder mehr oder weniger zahlreiche Gesteinsgruppen, wie dies aus dem folgenden Abschnitte zu ersehen ist.

Werden diese Gesteinsgruppen nun, wie ich hoffe, wenigstens in ihrer Mehrzahl vor der wissenschaftlichen Kritik bestehen, so wird man wohl auch die Methode ihrer Bildung als berechtigt anerkennen müssen. Auf Grund dieser Gruppenbildungen kann man dann zu Schlussfolgerungen über die Art und Weise von Magmenspaltung und zu noch weitergehenden geologischen Speculationen fortschreiten, und ist die Hoffnung wohl nicht allzukühn, dass wir auf diesem Wege zur Ermittlung geologisch-petrographischer Gesetze gelangen.

Diese Hoffnung erscheint zwar auch ohnedies schon erfüllt. Rosenbusch hat in seiner vorjährigen Abhandlung (siehe diese Mittheilungen. II, 144) auf Grund von 63 Gesteinsanalysen, an deren Auswahl J. Roth (Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellsch. 1891, 1)

mit Recht viel auszusetzen findet, schon eine ansehnliche Zahl von Gesetzen über den stofflichen Bestand der Eruptivgesteine aufgestellt. Der Wert derselben möchte aber einer um so schärferen Kritik zu empfehlen sein, als ihrer gläubigen Anerkennung durch den grossen Ruf des Autors alle Bahnen geebnet sind. Die meiner Arbeit beigegebenen Analysenzusammenstellungen werden eine Prüfung derselben erleichtern.

Die von Rosenbusch zunächst behaupteten Abhängigkeitsverhältnisse des übrigen chemischen Gesteinsbestandes vom Kieselsäuregehalte erinnern zum grössten Theile an Bunsen's und Durocher's Theorien von sauren und basischen Endgliedern und der Zwischenreihung aller anderen Gesteine. Es würden diese Lehren, welche man nach Roth's Nachweisen als längst widerlegt ansehen durfte, mithin Wiederbelebung und Kräftigung erfahren. Natürlicherweise ist ihnen nicht die Behauptung entgegenzustellen, dass die Kieselsäuremenge sich von gar keinem Einflusse auf den übrigen Gesteinsbestand erweise, sondern es handelt sich um das Mass dieses Einflusses. Wenn man nun die Mengenverhältnisse zweier Bestandtheile verfolgen will, ist es nöthig, das scheinbare Wachsen vom wirklichen Anwachsen der Mengen zu unterscheiden. Wenn ein Gestein an Kieselsäure 10 Procent verliert, so wächst natürlich bei der Umrechnung des Restes jeder der übrig bleibenden Bestandtheile um ein Zehntel seiner Menge. Als solche einer gewissen Kieselsäuremenge verlustig gegangene Gesteine lassen sich bei der Vergleichung die kieselsäureärmeren gegenüber den sauren Gesteinen betrachten. Um die Rosenbusch'schen Gesetze auf ihren Wert zu prüfen, bedarf es aber nicht etwa umständlicher Umrechnungen. Die „Proben auf die Exempel“ genügen. Wenn in seinem ersten Gesetze Rosenbusch behauptet, dass der Gehalt an Kieselsäure ziemlich regelmässig mit zunehmendem Kalkgehalte sinke, so muss folgerichtig einem bestimmten Kieselsäuregehalte ein gewisser Kalkgehalt entsprechen und umgekehrt. Prüfen wir dies zunächst im Kreise der Analysen einander innig verwandten Gesteinsmateriales wie desjenigen des Harzgranits: der Kieselsäuremenge von 73 Procent entsprechen da an Kalk einmal 1·15, dann 1·79, aber auch nur 0·44 Procent; einer zwischen 1·7 bis 1·8 Procent schwankenden Kalkmenge 72 bis 76·69 Procent Kieselsäure! Suchen wir aber in der angehängten grösseren Analysentafel z. B. die einem Kieselsäure-

gehalt von 55 Procent entsprechenden Kalkmengen, so finden wir solche von 2·11 bis 12·05, also bis zur fast sechsfachen Grösse der ersteren! Und umgekehrt einem Kalkgehalte von 2·0 bis 2·5 Procent entsprechende Kieselsäuremengen von 55·11 bis 74·37 Procent!

In gleicher Weise kann man die übrigen Rosenbusch'schen Gesetze prüfen; bei den die Thonerde, Eisenoxyde und Magnesia betreffenden müssen allerdings, wenn man sich nicht auf die kleine Gruppe der Harzgranite beschränken will, bei der dieserhalb die Eisenoxyde nicht mit jenen beiden summirt aufgeführt sind, die umfangreichen Roth'schen Tabellen zu Hilfe genommen werden. Bei der Behauptung, dass alkalireiche Magmen von mehr als 45 Procent SiO_2 stets eisenarm seien, hat Rosenbusch die niederrheinischen Leucitgesteine mit mehr als 4 Procent Eisenoxydulgehalt wohl übersehen.

Das letzte (5.) Rosenbusch'sche Gesetz befürchte ich falsch zu verstehen: wenn dasselbe heissen soll, hoher Kalkgehalt neben hohem Alkaliengehalte finde sich nicht bei Gesteinen von mehr als 45 Procent Kieselsäuregehalt, so verweise ich behufs Widerlegung nur auf verschiedene Gesteine der Gruppentypen Puys-Andesit (z. B. Java-Andesit), Monzonit-Dacit, Porphyrit-Andesit und Vesuvlava; Alkalien- und Kalkgehalte von mehr als 5 bis 9 Procent lassen sich doch nicht als niedrige bezeichnen!

I. Classe: Gesteine der Kali-Vormacht.

Menge von K_2O eben so gross oder grösser als die von $CaO + Na_2O$.

1. Ordnung: Menge des Natrons grösser als die des Kalkes $Na_2O > CaO$ [1]).

Typus: *Cornwallgranit.*

Kieselsäure: 74·14 Procent. Alkalienverhältnis: 1 : 4 : 14.

Die Kieselsäure schwankt nur mit wenigen Procenten um ihre Mittelzahl. Die Menge des Kalis ist hier eben so gross oder grösser als die doppelten von Natron und Kalk, diejenige des Natrons wiederum

[1]) Besser ausgedrückt: $\Sigma Na_2O > \Sigma CaO$, der Vereinfachung halber ist aber hier und im Folgenden, da ein Missverständnis ausgeschlossen erscheint, das Summenzeichen weggelassen.

eben so gross oder grösser als die doppelte des Kalkes, also $K_2O >$ $2\ (CaO + Na_2O)$ und $Na_2O > 2\ CaO$.

Zu diesem Typus gehören ausser dem auf Grund der Analysen **79**, 42—44 [1]) festgestellten des Cornwallgranites die ostbayerischen Lagergranite („bunter Granit, Winzergranit, Waldlagergranit" u. s. w.), sowie der stockförmige Steinwaldgranit, und von Porphyren der jüngere Baden'sche, diejenigen aus Thüringen, vom Wildenstein im Fichtelgebirge und derjenige von Drammen in Norwegen (Eruptivgesteine d. Christ.-Silurb., Nyt. Magaz. f. N. 1866; sep. Göttingen b. Peppmüller, pag. 172).

Diesem Typus schliesst sich von schiefrigen protogenen Gesteinen der „Winzergneiss" des ostbayerischen Gebirges an; der Blick auf seine geringere Kieselsäuremenge rechtfertigt wohl schon die Massnahme, dass die Analysen dieser „krystallinischen Schiefer" nicht mit denen der Eruptivgesteine zusammengestellt wurden.

Typus: ***Heidelberger Porphyr.***

Kieselsäure: 73·26 Procent. Alkalienverhältnis: 1 : 1·5 : 8.

Kieselsäure wie beim vorigen Typus; bezüglich der Alkalien aber ist die Menge des Natrons geringer als die doppelte des Kalkes $(Na_2O < 2\ CaO)$.

Ausser dem „älteren" und dem „Wagenberg"-Porphyr der Heidelberger Umgegend gehört zu diesem Typus derjenige von Wonsheim in Rheinhessen und die Elvans genannten Ganggesteine Cornwalls.

Typus: ***Ganggranit.***

Kieselsäure: 74·34 Procent. Alkalienverhältnis: 1 : 3·7 : 6.

Die Kieselsäuremenge beträgt nur in seltenen Fällen weniger als 70 Procent. Die Menge des Kalis bleibt hinter der zweifachen von Kalk und Natron zurück, aber diejenige des Natrons übersteigt

[1]) Durch solche kurze Zifferangaben ist hier und im Folgenden immer auf J. Roth's Gesteinsanalysen als einheitliche Quelle hingewiesen; es bedeuten dabei: **61** die im Jahre 1861 erschienenen „Gesteinsanalysen in tabellarischer Uebersicht"; **69** die im Jahre 1869 erschienenen „Beiträge z. Petrographie d. pluton. Gesteine"; **73, 79** und **84** die in den Jahren 1873, 1879 und 1884 erschienenen Fortsetzungen derselben. — Die zugefügten Nummern sind diejenigen aus Roth's Analysen der betreffenden Gesteine.

die des Kalkes um das 2·5fache und mehr (also K_2O ist zwar $> CaO + Na_2O$, aber $< 2\,(CaO + Na_2O)$; $Na_2O > 2{\cdot}5\,CaO$).

Zu den von Rosenbusch gebotenen, 79, 69—76 aufgezeichneten Analysen des „Granophyrs" der Vogesen, und zwar zu den porphyrischen, feinkörnigen und variolitischen Varietäten (79, 72 bis 76) desselben ist die von Cohen gegebene Analyse des Granitporphyrs von Prérebois (Abhandl. z. geol. Specialkarte Elsass-Lothringens. III, 251) hinzugerechnet; dass diese Zurechnung geologisch berechtigt, vermuthe ich allerdings nur. Hält man die gröberkörnigen „Granophyre" (79, 69—71) von jenen getrennt, so erhält man für diese ein nicht zu diesem Typus passendes Alkalienverhältnis; der Vergleichung halber sind neben den Mittelzahlen für sämmtliche Granophyranalysen, die bei der Typenberechnung allein berücksichtigt wurden, da ja nur auf Grund derselben die Unterordnung auch der gröberkörnigen Varietäten unter diesen Typus stattfinden konnte, auch diejenigen für die beiden Varietäten in der Tafel aufgeführt. Aus letzterer ist zu ersehen, welche anderen Gesteine sich noch diesem Typus fügen.

Typus: *Granit-Rhyolith.*

Kieselsäure: 70·74 Procent. Alkalienverhältnis: 1 : 2 : 4.

Die Kieselsäuremenge schwankt hier in weiteren Grenzen. Die Menge des Kalis bleibt hinter der doppelten von Kalk und Natron zurück, und diejenige des letzteren erreicht höchstens die 2·5-fache des Kalkes, also $K_2O < 2\,(CaO + Na_2O)$; $Na_2O < 2{\cdot}6\,CaO$.

Neben den Harzgranit ist hier zunächst der Granit des Riesengebirges gestellt. Wäre es nach den geologischen Verhältnissen erlaubt, die ostbayerischen Lager- und Stockgranite zusammenzufassen, so gehören sie hierher; ferner der böhmische „Erzgebirgs-Granit" und der schwedische „Stockholm-Granit". Bezüglich des „grauen Porphyrs" des Harzes ist zu bemerken, dass die Summe der vorliegenden Analysen (61, 7—10; 13, 14) allerdings ein anderes Alkalienverhältnis ergibt, nämlich 1 : 1·4 : 2·39, demzufolge derselbe also nicht zu diesem Typus gehören würde; berücksichtigt man jedoch den Verwitterungszustand, der sich in Glühverlustmengen von 2·5—3 Procent und Kohlensäuregehalt von 1·22 Procent ausspricht, und wählt man also nur die mit ersichtlich frischerem Materiale

ausgeführten Analysen 8 und 14 aus, so erhält man die in der Tafel angeführten Werte.

Bei den ungarischen Rhyolithen widersprechen die drei Dölter-schen Analysen (79, 21—23) sehr den älteren Hauer'schen (69, 12 bis 20); die letzteren ergeben die Mittelzahlen

79·93 14·57 1·55 1·25 2·26 5·28

mit dem Alkalienverhältnisse 1 : 1·9 : 4·2 und ganz ähnliche Verhältnisse zeigen auch sechs der summirten Analysen; die Dölter-schen Analysen dagegen liefern als Mittel

74·02 17·22 0·18 2·44 3·56 1·79

mit dem Alkalienverhältnisse 1·38 : 2 : 1 und würden das Gestein in eine ganz andere Classe weisen. Es kommt also im Grunde darauf an, welchen Analysen man mehr Vertrauen schenkt, dass sie dem Gesteinstypus nahe kommen. Für die vorliegende Berechnung aber haben sämmtliche 12 Analysen gedient.

Typus: ***Orthophyr.***

Kieselsäure: 63·68 Procent. Alkalienverhältnis: 1 : 3·8 : 7·3.

Das Alkalienverhältnis trennt die wenigen hierher gehörigen Gesteine vom vorigen Typus; es entspricht dasselbe demjenigen des „Ganggranits", von welchem wiederum die geringere Kieselsäuremenge scheidet.

2. Ordnung: Menge des Kalkes grösser als die des Natrons ($CaO > Na_2O$).

Typus: ***Hessengranit.***

Kieselsäure: 73·58 Procent. Alkalienverhältnis: 2 : 1 : 6.

Die Typen dieser Ordnung unterscheiden sich nach der Kieselsäureprocentmenge; dieselbe sinkt in diesem selten und wenig unter 70 Procent.

Da Gesteine dieser Gruppe in Hessen grössere Verbreitung zu besitzen scheinen, ist sie darnach benannt. Fasst man die beiden in Hessen unterschiedenen Abarten des Granits und den Porphyr zusammen, so erhält man die in der Tafel der Vergleichung halber mit angeführten Mittelzahlen. — Für den jüngeren „rothen" Porphyr des Harzes sind die Analysen 61, 19—23 und 69, 1 benutzt worden.

Typus: ***Syenit.***

Kieselsäure: 59·65 Procent. Alkalienverhältnis: 2·5 : 1 : 4.

Typus: ***Bolsenit.***

Kieselsäure: 55·22 Procent. Alkalienverhältnis: 1·9 : 1 : 4·8.

II. Classe: Gesteine der Natron-Vormacht.

Die Menge von Na_2O ist eben so gross oder grösser als diejenige von CaO und K_2O zusammen ($Na_2O \geq CaO + K_2O$).

Man wird erwarten, dass man die hierhergehörigen Typen in zwei Ordnungen aufführen kann, nämlich in einer solchen, in deren Gesteinen die Kalimenge geringer ist als die des Kalkes und einer anderen mit den Gesteinen von umgekehrtem Verhältnisse. Einen Gesteinstypus von ersterer Art aufzustellen fehlt es aber an Material, wenngleich es möglich ist, dass sich solches mit der Zeit finden wird. Vereinzelte Analysen zeigen allerdings bei Natron-Vormacht das Kali als geringstes Glied (Masseinheit) des Alkalienverhältnisses, so z. B. der Åmålsgranit Schwedens (**73**, 9) und der „Dacit" (**69**, 16) aus Guatemala, da aber dasselbe bei Einzelanalysen solcher Gesteine wiederkehrt, in deren typischen Alkalienverhältnissen *Ca O* die Masseinheit bildet, so lässt sich daraufhin kein Gruppentypus feststellen.

Typus: ***Domit.***

Kieselsäure: 65·23 Procent. Alkalienverhältnis: 1 : 3 : 1·5.

Bestimmend ist hier in erster Linie das Alkalienverhältnis; in demselben beträgt die Natronmenge immer weniger als das Fünffache des Kalkes; dem entsprechend ist auch die Kalimenge immer eine geringe; ob sie sich immer der Hälfte der Natronmenge nähern wird, kann auf Grund der wenigen vorliegenden Thatsachen nicht behauptet werden; von vielen Einzelanalysen aber gilt dies nicht.

Typus: ***Rheinischer Rhyolith.***

Kieselsäure: 65·39 Procent. Alkalienverhältnis: 1 : 8·4 : 6·3.

Auch hier ist das Alkalienverhältnis in erster Linie bestimmend, die Kieselsäureprocentmenge aber trennt die hierher gehörigen Ge-

steine auch von manchen „trachytischen Phonolithen“, welche ihre Verwandtschaft durch das Alkalienverhältnis verrathen. Die Menge von K_2O beträgt hier zwei Drittel oder mehr der Natronmenge, welche mehr als das Fünffache des Kalkes ausmacht.

Typus: *Pantellerit.*

Kieselsäure: 73·17 Procent. Alkalienverhältnis: 1 : 7·7 : 2·8.

Die Gesteine dieses Typus trennt entweder die Kieselsäureprocentmenge oder das Alkalienverhältnis von den anderen Typen dieser Classe, die erstere aber scheidet sie wesentlich vom nächstfolgenden Typus.

Hierher gehören meist sogenannte Rhyolithe, dem Typus zunächst kommt aber der „Granit“ von Baveno. Vom Porphyrit oder „Felsit“ von Tyveholm in Christiania ist hier das Mittel von zwei noch unveröffentlichten Analysen (eine aus der Mitte, die andere vom Salband des Ganges) angeführt, welche Prof. Jannasch ausgeführt hat.

Typus: *Phonolith.*

Kieselsäure: 57·13 Procent. Alkalienverhältnis: 1 : 6·4 : 3·4.

Die Kieselsäureprocentmenge steigt nie bis zu der des Pantellerits; schon die für den Rhön-Phonolith angegebene ist verdächtig; dieselbe ist nur durch zwei Analysen bedingt, während alle anderen Analysen viel niedrigere Zahlen zeigen und die Verwitterung erfahrungsmässig den Kieselsäuregehalt doch gerade erhöht. Frische normale Gesteine dürften demnach die Kieselsäuremenge von 60 Procent nie überschreiten.

Der Feststellung des Typus sind begreiflicher Weise die bei Phonolithen sehr verbreiteten Verwitterungserzeugnisse hinderlich. Es musste deshalb eine Auswahl unter den vorliegenden Analysen getroffen werden. Von den Gesteinen des Hegaus ist aus diesem Grunde nur das Vorkommen vom Hohentwiel in Rechnung gebracht, obwohl auch die Analysen anderer Hegauer Vorkommen (84, 4—7) mit denen des Hohentwiels zusammen zu einem ähnlichen Alkalienverhältnis (1 : 2·7 : 1·3) führen. Von den zu Phonolithen aus Böhmen und Sachsen vorliegenden Analysen wurden alle stark verwitterten Materials verdächtigen ausgeschieden; mit letzteren zusammen geben

nämlich die böhmischen (**61**, 8—13; **69**, 4—7; **73**, 1; **79**, 4; **84**, 2) das Alkalienverhältnis 1 : 2·7 : 2·4, würden also in eine ganz andere Classe zu stellen sein; schliesst man dagegen die Gesteinsanalysen mit mehr als 1·91 Procent Glühverlust aus, so erhält man die in die Tafel aufgenommenen Zahlen. Die gleiche Behandlung musste natürlich auch auf die Rhön-Phonolithe ausgedehnt werden, die in ihrer Gesammtheit (**61**, 3—5; **69**, 1—3) das Alkalienverhältnis 1 zu 2·4 : 1·9 aufwiesen; dadurch wurde nun allerdings eine Besserung des letzteren erreicht, da eben die Verwitterung den Natrongehalt herabdrückt, andererseits aber leider auch die, wie oben erwähnt, verdächtige Zahl für SiO_2 erhalten. Von den für den Phonolith vom Mont Dore vorliegenden Analysen blieb nach diesem Verfahren nur eine einzige übrig; es wird aber interessiren zu erfahren, dass ohne diese Auslese die vier Analysen desselben (**69**, 8—10; **73**, 2) eine ganz ähnliche Mittelzahl und entsprechendes Alkalienverhältnis liefern würden wie der thüringische Glimmerporphyrit; für beide Gesteine würde dann das Mittel sein 60·59 Procent SiO_2 und Alkalienverhältnis 1 : 3 : 3.

Der Mont Dore-Phonolith, sowie der von Fern. d. Noronha entsprechen in ihrem Alkalienverhältnisse dem Typus des rheinischen Rhyolithes und sind von diesem nur durch die geringere Kieselsäuremenge unterschieden; es spricht sich da, wie in minderem Grade beim Phonolith der Capverden und der Rhön die „trachytische Verwandtschaft“ aus.

Zu diesem Typus gehören auch die melanitfreien Leucitgesteine des Laachersee-Gebietes (ein Beispiel für die Behauptung, dass man aus dem chemischen Bestande die Mineralzusammensetzung des Gesteines noch nicht erschliessen kann), doch sind dieselben bei der Typenberechnung nicht mit berücksichtigt und ihre Mittelzahlen der Liste nur angehängt, weil die Einrechnung des abweichenden Mineralbestandes wegen beanständet und versucht werden könnte, dafür einen eigenen Typus (etwa auf Grund des hohen Gehaltes an $(Fe,Mg)O$) aufzustellen.

Um den Wert des Alkalienverhältnisses als Vergleichungs- und Anordnungsprincip zu beleuchten, habe ich für die Gesteine dieser so schön abgeschlossenen Gruppe auch die Sauerstoffverhältnisse und die Sauerstoffquotienten zusammengestellt:

	O von $(R_2O+RO):R_2O_3:SiO_2$	Bischof's O-Quotient	Tschermak's O-Quotient
Rhön	3·42 : 9·98 : 32·67	0·410	2·82
Böhmen	3·92 : 10·66 : 31·04	0·469	2·30
Hohentwiel	4·32 : 10·72 : 29·39	0·511	2·10
Capverden	4·15 : 11·82 : 29·30	0·549	2·06
Tripolis	4·12 : 11·59 : 28·61	0·548	2·03
Monte Ferru	4·51 : 11·12 : 28·77	0·543	1·89
	3·97 : 11·92 : 28·77	0·552	1·94
Mont Mianne	4·64 : 9·17 : 31·20	0·443	2·26
	3·95 : 10·20 : 31·20	0·454	2·21
R. Sanadoire	3·49 : 9·61 : 31·91	0·411	2·58
Wolfrock	3·96 : 11·17 : 30·10	0·503	2·15
Noronha	3·85 : 10·74 : 31·71	0·460	2·62
	3·15 : 11·80 : 31·71	0·471	2·75
Gruppentypus	3·83 : 10·94 : 30·47	0·484	2·28
Laacher-See	5·09 : 9·43 : 28·68	0·506	1·97
	4·13 : 10·88 : 28·68	0·523	1·97

Die Bischof'schen Sauerstoffquotienten zeigen also Werte in den Grenzen von 0·410 bis 0·549 (bezüglich 0·552); in diese Grenzen hinein fallen aber, wie ein Durchblättern von Roth's Gesteinsanalysen leicht erkennen lassen wird, auch die Quotienten von einer grossen Anzahl anderer Gesteine (Syenite, Gabbro von Prato und Norwegen, Diorite aus Schweden, Gangmelaphyre des Harzes, eine ganze Menge von Trachyten, Andesiten und selbst einige Dolerite), welche demnach alle mit in die Gruppe aufzunehmen wären, dieselbe also wohl sprengen würden.

Ebenso fallen zwischen die Werte von 2·82 und 1·9 der Tschermak'schen Sauerstoffquotienten von den auf pag. 272 der „Porphyrgesteine Oesterreichs" von Tschermak selbst angeführten 23 Gesteinen nicht weniger als acht, nämlich die Melaphyre vom Val Gordoné und von Zderetz, Lava von Puy de Dome, Gabbro vom Torfhaus, Augit- und Amphibolteschenit von Boguschowitz, Aetnalava und Basalt, also eine sehr bunte Gesellschaft, von der man aber durchgehends eine Verwandtschaft zum Phonolith schwerlich behaupten dürfte.

III. Classe. Gesteine der Alkalien-Vormacht.

$Na_2O + K_2O$ eben so gross oder grösser als CaO, aber ohne dass Na_2O oder K_2O für sich grösser ist als die beiden anderen Verhältnisglieder.

1. Ordnung: Menge des Kalis grösser als die des Natrons und auch als die des Kalkes ($Na_2O < K_2O > CaO$).

Typus: ***Lausitzer Granit.***

Kieselsäure: 67·23 Procent. Alkalienverhältnis: 1 : 1·6 : 2.

Dieser Typus enthält Granite und Granitporphyre; beim Vogesengranit, dessen Mittelzahlen aus den in **79**, 24—25; **84**, 10—11 und den in Abhandl. z. geol. Specialkarte v. Els.-L. III, 233 enthaltenen Analysen berechnet wurden, ist der Granitporphyr nicht mit in Rechnung gezogen, denn dessen Einrechnung (seine Mittelzahlen finden sich beim Monzonit) würde das Alkalienverhältnis so umwandeln (1·13 : 1 : 1·5), dass das Gestein zum Amiatatypus zu stellen sein würde; da jedoch die Massenverhältnisse zwischen Hauptgestein und Apophysen, als welche diese Granitporphyre gelten, nicht bekannt sind, erscheint eine solche Berechnung zu unsicher.

Typus: ***Ferrutrachyt.***

Kieselsäure: 57·17 Procent. Alkalienverhältnis: 1 : 1·7 : 2·2.

Die Abspaltung dieses Typus von dem vorigen geschah nur wegen der geringen Kieselsäureprocentmenge; ob die zur Zeit ganz willkürlich gewählte Grenzlinie zwischen beiden Typen, die bei etwa 60 Procent SiO_2 gedacht wird, rationelle Begründung finde, ist abzuwarten.

Nach der hier angeführten Analyse des Foyait zu schliessen, ist derselbe hierher zu stellen; derselben widerspricht aber das Mittel der beiden von Jannasch an einem Stücke des Gesteines der Sierra de Monchique ausgeführten Analysen, das im Anschluss an den Typus Drachenfelstrachyt mitgetheilt werden wird; combinirt man diese Analysen, so erhält man wiederum ein anderes, dem Christianit nahestehendes Alkalienverhältnis (1 : 3·3 : 3·2); da die beiden Analysen von Jannasch höheren Glühverlust (2·32 Procent) angeben, als die hier betrachtete, so ist es wohl am besten, die

Typenbildung des Foyait bis dahin zu verschieben, wann zahlreichere Analysen vorliegen.

Typus: ***Amiatagestein (Amiatit).***

Kieselsäure: 62·96 Procent. Alkalienverhältnis: 1·1 : 1 : 1·8.

Maasseinheit des Alkalienverhältnisses ist hier das Natron.

2. Ordnung: Mengen des Kalis und des Kalkes (angenähert) gleich gross ($CaO = K_2O$) und grösser als die des Natrons.

Typus: ***Minette.***

Kieselsäure: 58·44 Procent. Alkalienverhältnis: 2 : 1 : 2·1.

Dies ist ein unsicherer Typus, weniger deshalb, weil der Begriff der angenäherten Gleichheit in der Menge der Willkür Raum lässt, als vielmehr deshalb, weil die Mehrzahl der hier vereinigten Gesteine von der Verwitterung bekanntlich sehr verändert sind und ihr wahrer chemischer Bestand ganz fraglich ist; bei ihrer beträchtlichen Verbreitung erschien es trotzdem ungerechtfertigt, dieselben ganz unbeachtet zu lassen. Bei dem „Glimmersyenit" des Odenwaldes dünkte mir die geforderte Gleichheit von CaO und K_2O zu wenig erfüllt, als dass er hier stehen bleiben konnte, und wurde er daher, sowie die Granit- und Syenitporphyre der Vogesen zum Monzonit gestellt, wohin ihm möglicher Weise die Odenwaldminette zu folgen hätte.

3. Ordnung: Mengen des Kalis und des Natrons (angenähert) gleich gross ($Na_2O = K_2O$) und grösser als die des Kalkes.

Typus: ***Christianit.***

Kieselsäure: 69·90 Procent. Alkalienverhältnis: 1 : 2·3 : 2·4.

Für diesen, nach dem Gestein von Christiania benannten Typus ist die Kieselsäuremenge zunächst gar nicht, sondern nur das Alkalienverhältnis massgebend; zur Begrenzung der angenäherten Gleichheit wird angenommen, dass solche noch obwalte, so lange die beiden zu vergleichenden Grössen nicht um den fünften Theil einer derselben von einander verschieden sind.

Zu diesem Typus gehören zunächst mehrere sogenannte Granite. Bezüglich des zuerst aufgeführten Passauer Granits gilt der beim Typus Granit-Rhyolith für die ostbayerischen Granite gemachte Vorbehalt. Beim thüringischen Glimmerporphyrit wurden nur die Analysen frischeren Materiales berücksichtigt. Hierher gehört aber auch das Gestein der Baula, wie die Analysen **61**, 27—29 und **84**, 3 ergeben; an seine Mittelzahlen ist hier gleich das aus Analysen **61**, 27—35 berechnete Mittel *(A)* für als „normaltrachytische" Gesteine (*t* Bunsen's) bezeichnete Gesteine angeschlossen; sein Alkalienverhältnis entspricht allerdings nicht dem hier verlangten, und ist deshalb auch dieses Mittel, zu dem möglicher Weise sehr verschiedenartige Gesteinskörper beigetragen, bei der Typenberechnung ebensowenig berücksichtigt worden wie das mit *B* bezeichnete, von Bunsen selbst als normaltrachytisches Magma angeführte; letzteres ist das Mittel aus 7 Analysen (Pogg. Ann. 1851, LXXXIII, 201), zu denen, nach den Differenzen in den Alkalien zu urtheilen (5·64 und 1·76 Procent K_2O), verschiedenerlei Gesteine gedient haben; die Abweichungen des hier angeführten Mittels von dem von Bunsen selbst gebotenen und in die Lehrbücher übergegangenen erklärt sich einmal dadurch, dass Bunsen Thonerde und Eisenoxydul summirte, und dann, beim Kalk, durch einen eingeschlichenen Schreib- oder Druckfehler.

4. Ordnung: Menge des Natrons grösser als die von Kali und als die von Kalk $CaO < Na_2O > K_2O$.

Die Mengenunterschiede betragen (ebenso wie in den anderen Ordnungen) meist mehr als ein Fünftheil einer der zum Vergleich kommenden Grössen.

Typus: ***Drachenfelstrachyt.***

Kieselsäure: 67·36 Procent. Alkalienverhältnis: 1 : 2·4 : 1·8.

Die Kieselsäuremenge sinkt hier wohl nie unter 60 Procent, weshalb die nachbezeichneten und angeführten Gesteine nicht mit einbezogen wurden.

Das eine der drei eignet sich deshalb nicht zur Typenaufstellung, weil von ihm nur eine Analyse vorliegt, das ist der „Nephelinsyenit" der Capverden; doch passt zu ihm recht gut das Mittel der beiden Foyalitanalysen, über das schon beim Typus Ferrutrachyt das Nöthige bemerkt ist; würden weitere Analysen

den Natrongehalt steigern, so möchte es dann sehr gut in den Typus Phonolith passen. Von den niederrheinischen melanithaltigen Leucitgesteinen liegen allerdings mehrere Analysen vor; um einen Gesteinsgruppentypus darauf zu gründen, ist seine Stellung aber noch zu vereinzelt.

Typus: *Böhmischer Gebirgsgranit.*

Kieselsäure: 70·26 Procent. Alkalienverhältnis: 1 : 1·3 : 1.

Bei diesem Typus sind die Mengen von Kalk und Kali angenähert gleich gross, während die des Natrons mehr beträgt als eine von jenen.

Zu diesem Typus gehört auch der Porphyrit von Bäkkelaget bei Christiania, dessen hoher Kieselsäuregehalt sich durch secundär ausgeschiedenen, sowie fragmentären eingeschlossenen Quarz erklärt, und der dieserhalb bei der Typenberechnung nicht mit berücksichtigt wurde: die angeführten Zahlen sind das Mittel aus der in der Hallens. Zeitschr. f. Nat., 1889, 434, veröffentlichten und einer später von Herrn Prof. Jannasch wiederholten Analyse. [1])

Typus: *Yate-Andesit.*

Kieselsäure: 64·00 Procent. Alkalienverhältnis: 1·4 : 2 : 1.

Hier ist also die Menge des Kalis geringer als die des Kalkes.

Von dem Siebengebirgsandesit mit den Alkalienmittelzahlen 4·31, 4·87 und 3·79 kann die Zuweisung zu diesem oder dem voranstehenden Typus oder auch zum folgenden in Frage kommen; für die Entscheidung war massgebend, dass die Analyse des Wolkenburggesteines, die bei 0·87 Procent Glühverlust von ersichtlich frischerem Materiale ausgeführt ist, als diejenige des Stenzelberggesteines (1·25 Procent Glühverlust), die Alkalienmengen 3·49, 4·42 und 2·94 zeigt.

---

[1]) Dieselbe ergab: 86·09 SiO_2; 6·51 Al_2O_3; 0·07 Fe_2O_3; 0·38 FeO; 1·12 CaO; 0·34 MgO; 2·28 Na_2O; 2·43 K_2O; 0·43 H_2O; 0·86 CO_2; 0·47 FeS_2; Spuren von Sr, Li und Cl; 1·28 Glühverlust; in Säuren unlöslich waren 88·71 Procent, löslich an SiO_2 4·61 Procent. — Specifisches Gewicht bei 20° C. = 2·632. — Das Gesteinspulver schmilzt nicht vor der Gebläseflamme, sondern sintert nur.

5. **Ordnung: Menge des Natrons und des Kalkes (angenähert) gleich gross und grösser als die des Kalis** *($CaO = Na_2O > K_2O$).*

Typus: ***Puys-Andesit.***

Kieselsäure: 62·76 Procent. Alkalienverhältnis: 2 : 2 : 1.

Für den Tonalit diente die einzige von **Rath** (Zeitschr. D. geol. Gesellsch. 1864, 257) gebotene Analyse, für die chemische Bestimmung des „schwarzen Porphyrs" von Lugano und des „Kersantites" von Diez wurden die Analysen von anscheinend frischem Materiale ausgewählt; solche fehlen aber für den „Kersantit" des Fichtelgebirges (**84**, 1—5) und den Diorit vom Heiligen Grabe bei Hof, deren chemische Mittelzahlen wahrscheinlich nur der Verwitterung halber so geringe Kieselsäuremengen aufweisen; deshalb sind dieselben auch bei der Typenberechnung für die Gesteinsgruppe nicht mit berücksichtigt (obwohl in der Tafel mit angeführt, diejenigen für den „Kersantit" aus den beiden noch annehmbarsten Analysen). Frisches Gesteinsmaterial von diesem Typus, das lässt sich annehmen, wird in der Kieselsäuremenge nur wenig unter 60 Procent herabgehen.

Typus: ***Nephelinit.***

Kieselsäure: 45·75 Procent. Alkalienverhältnis: 2·9 : 2·8 : 1.

Durch die geringere Kieselsäuremenge von dem vorigen Typus geschieden.

Unter der Annahme, dass alle vom Katzenbuckel vorliegenden Analysen (**69**, 8—13) sich auf ein Gesteinsindividuum beziehen, ergibt sich das angeführte Mittel; würde man dagegen die an ihm unterschiedenen Varietäten als selbständige Gesteine anerkennen, so müssten sie in verschiedene Gesteinsclassen vertheilt werden, da der „basaltische Nephelinit" das Alkalienverhältnis 2·88 : 2·67 : 1, der „Nephelinitporphyr" 1 : 4 : 1·8, der „porphyrartige und doleritische" 1·8 : 2·2 : 1 ergibt. — Von Meiches liegen zwei einander sehr widersprechende Analysen vor, nämlich ausser der angeführten diejenige des Nephelinbasaltes (**84**, 6); die Summirung beider gibt ein unpassendes Alkalienverhältnis, deshalb sind beide Analysen getrennt gehalten, als ob sie verschiedenen Gesteinsindividuen entsprächen,

was ja auch von geologischer Seite behauptet wird; unter diesen Verhältnissen erschien es aber auch nicht gestattet, die Analysen der Nephelinite von Meiches und von Gunzenau zusammenzuziehen, die zusammen das ebenmässigere Alkalienverhältnis 3·9 : 3·9 : 1 geben; weitere Analysen können erst Sicherheit schaffen. Entsprechende Unsicherheit herrscht bezüglich der Nephelingesteine der Capverden, von denen auch nur der „Nephelinit“ vorläufig hierher gestellt ist.

6. Ordnung: Menge des Kalkes grösser als die des Natrons und als die des Kalis ($Na_2O < CaO > K_2O$).

Die Ausscheidung eines hierher gehörigen Typus mit gleichen oder angenähert gleichen Mengen von Na_2O und K_2O erscheint noch nicht thunlich.

Typus: ***Monzonit-Dacit.***

Kieselsäure: 60·61 Procent. Alkalienverhältnis: 1·9 : 1 : 1·3.

Hier bildet also die Natronmenge die Masseinheit. Dem Gruppentypus entsprechen zunächst mehrere als Syenite angeredete Gesteine, worunter auch das des Monzoni; dasselbe würde jedoch, falls man alle Analysen (**79**, 1—13; **61**, 2) als gleichwertig gelten lassen wollte, in die nächste Gesteinsclasse zu verweisen sein. Die Berechtigung, die Granitporphyre der Vogesen, deren Mittelzahlen aus Analyse **79**, 68 und (Syenitporphyr) **79**, 5, sowie Abhandl. z. geol. Specialkarte Els.-L. III, 163 gezogen wurden, hier als besondere Gesteine anzuführen, wurde schon beim Lausitzer Granittypus erwogen. Für den sächsischen Porphyrit waren die Analysen in Zeitschr. D. geol. Gesellsch., XXXVIII, 748 ff., massgebend. Bezüglich des siebenbürgischen Dacits ist darauf aufmerksam zu machen, dass sowohl die Analysen der als typisch angesehenen Vorkommen (**69**, 1—3; **79**, 1), als auch sämmtliche vorliegende (**69**, 1—14; **79**, 1—5; **84**, 1) ein diesem Typus entsprechendes Alkalienverhältnis ergeben.

Typus: ***Porphyrit-Andesit.***

Kieselsäure: 58·27 Procent. Alkalienverhältnis: 2 : 1·4 : 1.

Es ist nicht unwahrscheinlich, dass dieser Typus beim Hinzukommen von noch mehr Gesteinstypen in mehrere Gruppentypen zerfällt.

Zur Typenbestimmung des thüringischen „Melaphyrs" (einschliesslich Paramelaphyr) wurden die Analysen von ersichtlich am wenigsten verwitterten Stücken (**61**, 1, 5; **79**, 16, 17, 21; **84**, 13—15) ausgewählt; neben ihn wird möglicher Weise auch der „Melaphyr" des Harzes zu stellen sein, und zwar sowohl der deckenförmig wie der in Gängen („schwarzer Porphyr" des Harzes) auftretende, wenn von ihnen Analysen carbonatfreier und sonst wenig verwitterter Stücke vorliegen.

IV. Classe: Gesteine der Kalk-Vormacht.

Menge von CaO grösser als die von Na_2O und K_2O zusammen.

In dieser Gesteinsclasse darf man alle bisilicatreicheren Gesteine zu treffen erwarten und von den auf Grund des Mineralbestandes aufgestellten Typen diejenigen des Diorits, Diabases, Gabbros, Melaphyrs und Basaltes mit dem wenig umfangreichen Gefolge nephelin- und leucithaltiger ähnlicher Gesteine. Die Andesite sind, von den Basalten getrennt, schon in der vorigen Classe aufgeführt.

Da die drei auf mineralogischer Grundlage begrenzten Gesteinstypen Diorit, Diabas und Gabbro bekanntlich wesentlich nur nach der Natur ihres vorwaltenden Gemengtheils aus der Gruppe der Bisilicate unterschieden werden, diese aber chemisch einander nahe verwandt sind, so kann es nicht Wunder nehmen, dass sich diese Gesteinstypen nach den Bauschanalysen nicht scharf sondern lassen. Als Mittel für die als solche bezeichneten Gesteine kann man nach Summirung der betreffenden Analysen hinstellen:

	SiO_2	$(Al,Fe)_2O_3$	$(Fe,Mg)O$	CaO	Na_2O	K_2O
für Diorit	53·21	22·94	9·00	8·41	3·17	1·48
„ Diabas	50·17	22·20	13·00	8·21	3·46	1·30
„ Gabbro	50·20	20·16	13·40	10·16	2·26	0·70

Daraus kann man die Alkalienverhältnisse berechnen:

Diorit	5·6 : 2·1 : 1
Diabas	6·3 : 2·6 : 1
Gabbro	13 : 3 : 1

Eine scharfe Sonderung lässt sich aber, wie gesagt, dabei nicht durchführen, sondern man wird gezwungen, von den mineralogisch begründeten Typen ganz abzusehen, wenn man nach dem chemischen Bestande gruppiren will.

1. Ordnung: Menge des Kalis grösser als die des Natrons $(CaO > Na_2O + K_2O;\ K_2O > Na_2O)$.

In dieser Ordnung würden nach den vorliegenden Analysen noch eine ganze Reihe von Gesteinen anzuführen sein, so der Hochwaldgranit (**79**, 26), der „Kersantit" (**84**, 8) und die Minette (**79**, 13—15) der Vogesen, der „Kersantit" aus Sachsen (**84**, 6, 7,), der „Lamprophyr" des Fichtelgebirges (**84**, 1—3) u. a. m., aber von allen diesen Gesteinen erscheint es nicht zweifelhaft, dass die vorhandenen Analysen entweder in ihrer Vereinzelung oder wegen zu stark angewitterten Analysenmateriales den Gesteinstypus nicht vertreten.

Typus: ***Melaphyr.***

Kieselsäure: 52·46 Procent. Alkalienverhältnis: 4·4 : 1 : 1·66.

Bei dem Alkalienverhältnis ist zu beachten, dass die Menge des Kalis so gering ist, dass sie selbst verdoppelt diejenige des Kalkes noch nicht erreicht: $2 K_2O < CaO$.

Der Typus ist wesentlich nur auf den Mulattomelaphyr begründet (An. **69**, 16, 18; **84**, 1, 2), und wäre es deshalb vielleicht richtiger, diesen Gesteinstypus als für die ganze Gruppe verbindlich hinzustellen; der Gleichmässigkeit in Aufstellung der Gruppentypen halber ist dies aber nicht geschehen. Da aber auf den Gruppentypus in diesem Falle weniger Wert gelegt wurde, sind zu seiner Berechnung auch die Harzmelaphyre mit herangezogen, obwohl deren wirklicher, von frischem Materiale bestimmter Typus möglicher Weise zu einer anderen Classe gehören möchte, wie dies schon gelegentlich des Thüringer „Melaphyrs" erwähnt wurde.

Typus: ***Leucitlaven der Eifel.***

Kieselsäure: 42·96 Procent. Alkalienverhältnis: 5·5 : 1 : 1·4.

Nur durch die geringere Kieselsäuremenge, nicht im Alkalienverhältnisse sind diese Gesteine von denen des vorigen Typus verschieden; $2 K_2O$ ist auch hier geringer als die Menge von CaO, doch ist der Typus unsicher, weil es bei den Leucit- (und Nephelin-) Gesteinen noch mehr als bei anderen einer grösseren Anzahl von Analysen bedarf, um den Typus festzustellen.

Typus: ***Vesuvlava.***

Kieselsäure: 47·15 Procent. Alkalienverhältnis: 4·8 : 1 : 2·8.

Hier ist $2\,K_2O > CaO$, zum Unterschied von beiden vorigen Typen.
Das Mittel für die Vesuvlaven wurde berechnet aus den von Roth (84, Text Seite 35) gegebenen Mitteln, 1. der 28 Fuchs-schen und 2 Rammelsberg'schen älteren Analysen, 2. der 20 Analysen von Haughton, und endlich demjenigen der von Roth nicht berücksichtigten Analysen 84, 21—26. Alle diese Analysen stammen aber von verschiedenen, unter sich allerdings naheverwandten Gesteinsindividuen; es erschien deshalb wichtig, nachzuweisen, dass auch die für einzelne dieser Gesteinsindividuen durch mehrfache Analysen gefestigten Typen mit dem Collectivtypus übereinstimmen; deshalb wurden die Mittelzahlen für die Lava vom 3. März 1881, berechnet aus drei Analysen (**84**, 24—26), und diejenigen der Lava von 1871 nach zwei Analysen (**73**, 1, 2) beigegeben. Der ebenfalls zugefügte Mitteltypus von Vesuvaschen, berechnet nach den Analysen **69**, 28; **73**, 3, 4; **79**, 9; **84**, 28—33, zeigt schon in seinem abweichenden Alkalienverhältnisse, dass die atmosphärische Aufbereitung des vulcanischen Materiales den Bestand doch wesentlich verändert.

2. Ordnung. Menge des Natrons grösser als die des Kalis $(CaO > (Na_2O + K_2O);\ Na_2O > K_2O)$.

Typus: ***Diorit-Diabas.***

Kieselsäure: 51·61 Procent. Alkalienverhältnis: 6·6 : 2·8 : 1.

Hier (und in den nächstfolgenden Typen) ist die Menge des Kalkes geringer als die verdoppelte Alkalienmenge; $CaO < 2\,(Na_2O + K_2O)$; $Na_2O > 2\,K_2O$; $2\,Na_2O < CaO$.

Auf Grund der einen vorhandenen Analyse ist auch der „Gabbro" von Ivrea hierhergestellt; sollten weitere Analysen diese Stellung festigen, so würde es sicher von Interesse sein, auch die anderen jüngeren Gabbros bezüglich dieser Gegenstellung zu den älteren zu prüfen; der Gabbro von Prato in Toscana, welcher nicht für solche Sonderstellung spricht, ist ja auch nur durch eine einzige Analyse vertreten. — Die beiden analysirten Diorite der Heidelberger Umgegend waren angewittert; dieselben zeigen sich, ausser im Alkalien-

verhältnisse, den Vogesendioriten, insbesondere den „Stockdioriten" verwandt; da nun letzteres auch durch die örtliche Nachbarschaft wahrscheinlich gemacht wird, so sind diese Diorite, ohne Typeneinberechnung, zum Schlusse zusammengestellt worden.

Typus: ***Norit-Dolerit.***

Kieselsäure: 55·42 Procent. Alkalienverhältnis: 6 : 3·5 : 1.

Dieser und der folgende, von ihm nur durch geringere Kieselsäuremenge getrennte Typus unterscheiden sich von dem vorigen dadurch, dass bei ihnen die verdoppelte Menge des Natrons nicht mehr kleiner, sondern grösser ist als die des Kalkes: $CaO < 2(Na_2O + K_2O)$; $Na_2O > 2K_2O$; $2Na_2O > CaO$.

In die Analysentafel sind hier mehrere Gesteinsanalysen mit aufgenommen, ohne in die Typusberechnung mit einbezogen zu werden, nämlich die des Variolites der Durance, des Gesteins vom Norheimer Tunnel und dann die des „Paläopikrits" von Burg, dessen Bestand durch den Ueberreichthum von Serpentin, gekennzeichnet durch die nahezu 30 Procent der dritten Columne, zum Vergleich mit olivinfreien Gesteinen zu stark beeinträchtigt ist, wenigstens in der Kieselsäuremenge; jene beiden Analysen aber entsprechen sehr verwitterten Gesteinen, welche möglicher Weise nur dieser Verwitterung ihre Ausscheidung aus der Reihe der anderen Gabbrogesteine (Typus: Gabbro-Dolerit) zu verdanken haben. — Die Stellung der Dolerite hier ist noch ganz unsicher, weil auf je nur eine Analyse begründet.

Typus: ***Tephrit der Cap Verden.***

Kieselsäure: 44·53 Procent. Alkalienverhältnis: 3·4 : 2 : 1.

Diesem Typus entsprechen zur Zeit nur die betreffenden Cap Verden-Gesteine, so dass also Gesteins- und Gesteinsgruppentypus hier zusammenfallen.

Angeführt sind in der Tafel und im Anschluss an jenes noch zwei nephelinhaltige Gesteine, deren Typus aber sehr zweifelhaft ist, nicht allein wegen des Mangels mehrerer Analysen, sondern auch deshalb, weil die erste derselben an ersichtlich verwittertem Material (3·78 Procent Glühverlust), die andere an von losen Blöcken entnommenem ausgeführt wurde; sollten zufälliger Weise die daraus berechneten Alkalienverhältnisse die typischen sein, so würde dieser

Typus in ähnlicher Weise sich zum Diorit-Diabas verhalten, wie der Tephrit zum Norit-Dolerit.

Typus: ***Diorit-Dolerit.***

Kieselsäure 53·23 Procent. Alkalienverhältnis: 3·6 : 1·6 : 1.

Das Alkalienverhältnis unterscheidet sich von dem der vorhergehenden Typen dadurch, dass zwar auch noch CaO kleiner ist als $2(Na_2O + K_2O)$, aber die Menge des Natrons ist geringer als die doppelte des Kalis: $Na_2O < 2K_2O$.

Unter den hier angeführten Gesteinen sind verschiedene Diabase und Melaphyre, deren Analysen an recht angewittertem Materiale ausgeführt worden sind (vergl. Typus Aetnabasalt); doch beeinträchtigen dieselben den berechneten Typus wenig und spielen mehr nur die Rolle von Lückenbüssern in der Liste (die verdächtigsten Analysen, so z. B. Nr. 24 beim Diabas des Saar-Nahegebiets, blieben ganz unberücksichtigt). Bei der Gruppentypenberechnung wurden nicht mit einberechnet die als „typisch" bezeichnete Analyse (**84**, 9) des Ortlerits, weil dessen aus der Summe der Analysen berechnete Mittelzahlen bevorzugt wurden, und diejenige des Meissner-„Dolerites". Das Gestein des Meissners wurde eben als einheitlicher Gesteinskörper, als Individuum betrachtet und sind zu seiner Typenberechnung alle vorliegenden Analysen (**69**, 30—33; **79**, 4, 5) bis auf die als von verwittertem Gesteine bezeichneten (**69**, 65, 66) herangezogen worden; wäre man berechtigt, den Dolerit daselbst als ein besonderes Gestein vom Basalt zu trennen, so erhält man (aus An. **79**, 4 und **69**, 30, 31) für ihn die mitangeführten Werte.

Typus: ***Herchenberglava.***

Kieselsäure: 39·99 Procent. Alkalienverhältnis: 3·1 : 1·1 : 1.

Dieser Typus schliesst sich dem vorigen in gleicher Weise an wie der Cap Verden-Tephrit dem Norit-Dolerit. Wie, mit Ausnahme des Phonoliths, alle Typen von Nephelin- und Leucitgesteinen ist auch dieser noch ganz unsicher und schwankend wegen Mangel an einer grösseren Zahl von Analysen; doch schien es jetzt noch nicht thunlich, was weitere Analysen vielleicht herbeiführen werden, nämlich diesen Typus mit demjenigen der Nephelinbasalte der Eifel zu verschmelzen.

Typus: *Aetnabasalt.*

Kieselsäure: 50·32 Procent. Alkalienverhältnis: 8·3 : 2·5 : 1.

Bei diesem Typus übersteigt die Menge des Kalks diejenige der Alkalien um das Doppelte, aber noch nicht um das Dreifache: $2(Na_2O + K_2O) < CaO < 3(Na_2O + K_2O)$.

Unter den für den an erster Stelle angeführten Melaphyr aus Böhmen vorliegenden Analysen (**69**, 6—15) finden sich viele, welche durch hohen Glühverlust auf verändertes Material hinweisen; eine derselben gibt auch 0·77 Procent Kohlensäure an; trotzdem erscheint der chemische Typus des Gesteins durch den Vergleich der Analysen von frischerem Material (**79**, 1; **69**, 9) hinreichend gesichert, um ihn dieser Gesteinsclasse zuweisen zu können; zweifelhaft bleibt jedoch noch immerhin, welcher Gesteinsgruppe er anzuschliessen ist; die Analysen **69**, 6—15 ergeben das mittlere Alkalienverhältnis 3·9 : 1·3 : 1, während die genannten beiden das in die Liste aufgenommene bestimmen. Ersterem Verhältnisse kommen auch die ungarischen Melaphyre nahe, welche aber alle (**69**, 19—24) von so wenig frischem Materiale ausgeführt wurden, dass sie nicht weiter berücksichtigt werden konnten. Das Gleiche gilt von den Melaphyren Rheinhessens (**84**, 7—9), und auch der beim Diorit-Dolerit angeführte Melaphyr der Pfalz ist verdächtig.

Zur Bildung des Gesteinstypus der Aetnalaven dienten die Analysen **69**, 1, 9—13 und **84**, 18—32; das angeführte Mittel von sechs Analysen der Lava von 1669 (**84**, 27) ist bei der Gruppentypenberechnung nicht gesondert berücksichtigt; für den älteren, compacten Aetnabasalt lagen die Analysen **84**, 36, 37, 40, 41 vor. — Die Zugehörigkeit des Basaltes von Schelmeneck zu diesem Typus ist wegen vereinzelter Analyse fraglich.

Typus: *Nephelinbasalt der Eifel.*

Kieselsäure: 42·67 Procent. Alkalienverhältnis: 5·6 : 1·5 : 1.

Vom vorigen Typus ist dieser, wie auch der folgende, nur durch die niedrigere Kieselsäureprocentmenge getrennt. Bezüglich des Alkalienverhältnisses ist darauf zu achten, dass hier die Natronmenge geringer ist als die verdoppelte des Kalis: $Na_2O < 2K_2O$.

Angeschlossen sind dem Typus noch einige Analysen von Nephelinbasalten und auch die des Melilithbasaltes vom Hochbohl:

diese Analysen sind ersichtlich an wenig frischem Materiale ausgeführt, wie die Angaben von Kohlensäure bezeugen, und verdienen deshalb nur gelegentliche Anführung, aber keine nähere Berücksichtigung.

Typus: ***Cap Verden-Limburgit.***

Kieselsäure: 41·80 Procent. Alkalienverhältnis: 8·6 : 3 : 1.

Dieser Typus ist vom vorigen nur dadurch unterschieden, dass hier die Natronmenge diejenige des Kalis um mehr als das Doppelte übersteigt. — Angeführt ist hier auch die Analyse des Limburggesteines, welche aber aus verschiedenen Gründen (Blockvorkommen, Erhaltungszustand? Vereinzelung) nicht zur Typenbildung geeignet ist und bei der Berechnung des Gruppentypus schon deshalb nicht berücksichtigt werden konnte, weil in ihr die Kalkmenge mehr als das Dreifache der Alkalien beträgt.

Typus: ***Gabbro-Dolerit.***

Kieselsäure: 51·03 Procent. Alkalienverhältnis: 24 : 4 : 1.

Die Menge des Kalkes übertrifft hier diejenige der Alkalien um mehr als das Dreifache: $CaO > 3(Na_2O + K_2O)$.

Der Gabbro von Neurode, für welchen nach der vorliegenden vereinzelten Analyse dieses Verhältnis nicht gilt, ist deshalb von der Typenberechnung ausgeschlossen worden; bei derselben wurde ferner ein hier mit angeführtes Gestein nicht mit berücksichtigt, zu dessen Analysen angewittertes Material gedient hat, dessen typische Stellung deshalb ganz zweifelhaft ist, das ich aber doch nicht ganz unangeführt lassen wollte, das ist der Diabas des Harzes. — Die von Islands Gesteinen berücksichtigten Analysen entsprechen Bunsen's normalpyroxenischem Magma p, und ist von letzterem (ohne Einberechnung in den Typus) auch das von Bunsen selbst benutzte Mittel von sechs Analysen (Pogg. Ann. 1851, LXXXIII, pag. 202, Nr. 8—13) angeführt.

Typus: ***Rhönbasalt.***

Kieselsäure: 40·51 Procent. Alkalienverhältnis: 10 : 2·3 : 1.

Dieser Typus ist wiederum nur durch die geringere Kieselsäureprocentmenge von dem vorigen getrennt.

Analysentafel

zur Gesteinsgruppen-Typenaufstellung.

Bezüglich vorkommender Abkürzungen ist der zugehörige Text zu vergleichen.

Gesteinsvorkommen, Analysennachweis	SiO_2	$(Al\,Fe)_2O_3$	$(Fe\,Mn\,Mg)O$	CaO	Na_2O	K_2O	Alkalienverhältnis
Typus: ***Cornwallgranit.***							
Ostbayern, Steinwaldgranit, **63**, 37	72·50	16·29	0·03	0·93	2·19	6·46	1 : 2·3 : 6·9
„ Lagergranite, **63**, 29—33	72·88	17·66	0·51	0·72	1·69	5·10	1 : 2·4 : 7·1
Cornwall, Granit, siehe Text	73·29	17·30	0·99	0·37	1·74	5·34	1 : 4·5 : 14
Baden, jüngerer Porphyr, **73**, 4, 5	73·88	15·80	1·12	0·66	1·64	5·89	1 : 2·5 : 9
Thüringen, Porphyr, **79**, 9—16	75·07	14·11	0·27	0·63	2·22	7·83	1 : 3·4 : 12
Fichtelgebirge, Porphyr, **79**, 1, 2	75·19	18·94	0·52	0·21	1·03	8·94	1 : 5 : 42·5
Drammen, Norwegen, siehe Text	75·44	12·82	1·62	0·00	2·38	7·13	0 : 2·4 : 7
Mittel	74·14	15·38	0·71	0·50	1·88	6·63	1 : 4 : 14
Ostbayern, Winzergneiss, **69**, 20	68·16	21·40	1·03	0·70	1·43	4·94	1 : 2 : 7
Typus: ***Heidelberger Porphyr.***							
Baden, älterer Porphyr, **73**, 1—3	74·99	14·02	1·17	0·88	1·54	6·37	1 : 1·7 : 7·2
„ Wagenbergporphyr, **73**, 6	74·91	14·98	1·49	0·50	0·60	5·65	1 : 1·2 : 11·3
Wonsheim, Rheinhessen, Porphyr, **84**, 3	71·24	18·02	0·74	0·97	1·43	6·55	1 : 1·5 · 6·7
Cornwall, Elvans, **79**, 45—48	71·90	16·29	3·04	0·70	1·08	5·39	1 : 1·5 : 7·7
Mittel	73·26	15·83	1·61	0·76	1·16	5·99	1 : 1·5 : 8

Typus: *Ganggranit.*							
Vogesen, Granophyr, porphyrische u. feink. Varietät	76·15	13·71	1·08	0·80	3·41	4·70	1 : 4·3 : 5·9
„ „ im Mittel, siehe Text	74·82	15·31	1·12	1·19	3·11	4·35	1 : 2·65 : 3·9
„ „ grobkörnige Varietät	72·13	18·49	1·19	1·95	2·49	3·66	1 : 1·27 : 1·9
„ Kirneckthal, „Aplit", **79**, 2	77·34	15·20	0·08	0·83	2·45	4·82	1 : 3 : 6
Baden, Ameisenbühl, Ganggranit, **79**, 21	76·60	15·11	0·36	0·87	3·03	3·90	1 : 3·5 : 4·5
Sachsen, Granulitgebiet, Ganggranite, **79**, 1—11 .	71·13	17·09	0·82	0·91	3·57	5·17	1 : 4 : 5·5
Böhmen, „Böhmischer Granit", **69**, 11—13 . . .	74·44	13·76	3·07	0·80	2·16	5·19	1 : 2·7 : 6·5
„ Porphyr, **84**, 9, 13	78·28	14·19	0·21	0·61	2·23	3·15	1 : 3·6 : 5·1
Westtirol, Porphyr, **70**, 19, 20	72·03	16·22	2·03	0·83	3·74	5·13	1 : 4·5 : 6·1
Lugano, Porphyr, **84**, 17—21	74·49	15·89	0·55	0·47	2·48	4·72	1 : 5·3 : 10
Albanygranit, **84**, 21	72·26	14·75	2·24	1·13	3·85	5·58	1 : 3 : 5
„ „Granitporphyr", **84**, 22, 23	72·08	14·21	4·28	0·43	3·00	5·32	1 : 7 : 12
Mittel	74·34	15·17	1·47	0·80	2·96	4·73	1 : 3·7 : 6
Typus: *Granit-Rhyolith.*							
Harz, Granit, a. a. O.	74·02	13·83	3·55	1·39	2·20	4·76	1 : 1·6 : 3·5
Riesengebirge, **61**, 1, 3; **69**, 14	73·08	13·55	3·54	1·60	2·77	4·41	1 : 1·7 : 2·7
Ostbayerisches Gebirge, **69**, 29—34, 36, 37 . . .	71·11	15·49	1·31	1·27	2·35	4·50	1 : 1·8 : 3·5
Schweden, Stockholmgr., **73**, 1, 2, 7, 8; **79**, 33, 34.	71·66	16·63	2·13	1·09	2·23	5·53	1 : 2·5 : 5
Böhmen, „Erzgebirgsgranit", **79**, 15—18	69·89	15·94	0·83	1·13	2·83	5·58	1 : 2·5 : 5
Harz, „grauer Porphyr", **61**, 8, 14	64·96	17·20	6·68	1·18	2·83	6·02	1 : 2·4 : 5
Thüringen, „Granitporphyr", **84**, 24, 25	63·29	22·39	3·84	1·72	2·60	5·67	1 : 1·5 : 3
Fichtelgebirge, Höchstädt, Porphyr, **84**, 2	73·10	11·60	3·72	1·45	3·15	6·53	1 : 2 : 4·5
Ponza, „Liparit", **79**, 1	71·12	16·27	0·15	1·60	3·26	6·01	1 : 2 : 4
Ungarn, Rhyolith, siehe Text	73·95	15·23	1·20	1·54	2·66	4·40	1 : 1·7 : 2·8
Mittel	70·74	15·81	2·69	1·38	2·68	5·34	1 : 2 : 4
Sachsen, „rother Gneiss", **61**, 5, 6, 20-22; **69**, 1; **73**, 16	75·30	14·15	2·37	1·12	2·18	3·97	1 : 2 : 3·5
Ostbayern, „bunter Gneiss", **69**, 16, 17	74·88	13·18	1·93	1·80	2·44	5·19	1 : 1·3 : 3

Gesteinsvorkommen, Analysennachweis	$Si O_2$	$(Al Fe)_2 O_3$	$(Fe Mn Mg) O$	$Ca O$	$Na_2 O$	$K_2 O$	Alkalienverhältnis
Typus: ***Orthophyr.***							
Predazzo, „Orthoklasporphyr", **79**, 1, 2	67·27	21·16	0·35	0·83	3·97	5·63	1 : 4·7 : 6·7
Thüringen, siehe Text	60·09	24·96	0·71	1·01	3·11	7·91	1 : 3 : 7·8
Mittel	63·68	23·06	0·53	0·92	3·54	6·77	1 : 3·8 : 7·3
Typus: ***Hessengranit.***							
Hessen, Marienhöhe, Porphyr, **84**, 4	77·53	15·82	0·36	1·80	0·25	4·25	7 : 1 : 17
„ Granit, rother, **84**, 2, 3	76·97	16·13	0·28	1·23	0·38	4·90	3 : 1 : 13
„ „ Mittelzahlen	75·61	16·19	0·89	1·86	0·33	4·89	5·6 : 1 : 14·6
„ „ grauer, **84**, 1, 4	73·28	16·42	1·74	2·53	0·33	5·18	8 : 1 : 31
Harz, rother Porphyr, siehe Text	75·91	12·60	3·00	0·54	0·24	7·16	2 : 1 : 30
Schlesien, „Mikrogranit", **79**, 12	74·37	14·91	1·39	2·45	1·13	5·14	2 : 1 : 4·5
Island, Fagraner, Rhyolith, **84**, 4	69·87	18·63	3·50	1·47	1·33	5·42	11 : 1 : 5
Sachsen, Altenberg, Granitporphyr, **79**, 67	67·1	20·8	1·6	2·5	2·4	5·3	1 : 1 : 2·2
Mittel	73·58	16·47	1·69	1·79	0·87	5·34	2 : 1 : 6
Sachsen, „mittler" Gneiss, **69**, 3; **73**, 15	69·61	13·60	7·52	1·96	0·81	4·37	2·5 : 1 : 5·3
Typus: ***Syenit.***							
Sachsen, Plauen'scher Grund, **69**, 1; **84**, 2 . . .	59·92	16·75	9·67	4·01	2·42	6·53	1·6 : 1 : 2·7
Piemont, Biella, **79**, 1	59·37	24·69	3·85	4·16	1·24	6·68	3·3 : 1 : 5·4
Mittel . . .	59·65	20·72	6·76	4·09	1·83	6·61	2·5 : 1 : 4
Typus: ***Bolsenit.***							
Bolsena, Lava, **69**, 35	55·10	19·20	8·04	3·75	2·68	10·78	1·4 : 1 : 4
Wyoming, **79**, 1, 2	55·41	16·76	7·48	5·00	1·90	11·12	2·6 : 1 : 5·8
Mittel	55·22	17·98	7·76	4·38	2·29	10·95	1·9 : 1 : 4·8

Typus: *Domit.*							
Euganäen, „Oligoklas-Trachyt", 69, 18, 19	68·35	13·40	6·49	1·98	7·01	2·49	1 : 3·6 : 1·3
Puy de Dome, Auvergne, 69, 20—25	66 28	20·73	6·06	1·80	5·57	3·27	1 : 3 : 1·8
Pantelleria, „Augitandesit", 84, 1—3	61 05	22·82	3·78	2·47	6·62	3 69	1 : 2·7 : 1·5
Mittel	65 23	18·98	5·44	2·08	6·40	3 15	1 : 3 : 1·5
Typus: *Rheinischer Rhyolith.*							
Siebengebirge, 61, 1, 2; 84, 1, 2	70·64	17·00	0·78	0·68	6·24	4 65	1 : 9·2 : 6·8
Ischia, Sodalithtrachyt, 69, 5, 6	64·35	17·56	4·93	1 08	6·69	4·77	1 : 6·1 : 4·4
Harz, „Keratophyr", 84, 3—5	61·18	20·09	4·69	0·51	6·19	4·99	1 : 12 : 9·7
Mittel	65·39	18 22	3·47	0·76	6·37	4·80	1 : 8·4 : 6·3
Schweden, „jüngerer Gneiss", 84, 7	71·78	15·69	1·15	1·16	6·12	4·15	1 : 5·3 : 3·6
Typus: *Pantellerit.*							
Transkaukasien, 61, 45, 46, 49	76·41	14·23	0 17	1·01	4·46	2·76	1 : 4·4 : 2·7
Euganäen, 69, 1, 2	75·40	12·79	2·81	0·85	5·34	2 71	1 : 6·3 : 3·2
Nayang, N. Jahrb., 84, II, 59	75·02	13·94	1·53	0·50	6·44	0 71	1 : 12·8 : 1·3
Baveno, Granit, 69, 83, 85	73·47	9·80	3·42	1·23	6·01	2·90	1 : 5 : 2·3
Christiania, Tyveholm, siehe Text	69·68	18·39	0·47	0·00	8·98	1·62	0 : 9 : 1·6
Pantelleria, 84, 1—7	69·05	14·69	4·31	1 37	7·01	3·44	1 : 5 : 2·5
Mittel	73·17	13·97	3·12	0·85	6·36	2·36	1 : 7·7 : 2·85

Gesteinsvorkommen, Analysennachweis	$Si O_2$	$(Al Fe)_2 O_3$	$(Fe Mn Mg) O$	$Ca O$	$Na_2 O$	$K_2 O$	Alkalienverhältnis
Typus: *Phonolith.*							
Rhön, **61**, 3—5	61·27	23·35	0·63	1·01	7·25	4·61	1 : 7 : 4·5
Böhmen u. Sachsen, **61**, 8, 12, 14, 15; **69**, 7; **84**, 1	58·21	25·32	0·22	1·24	8·80	5·37	1 : 7 : 4·3
Hohentwiel, **79**, 1; **84**, 3	55·11	23·73	2·13	2·11	10·21	3·51	1 : 5 : 1·7
Cap Verden, **84**, 9, 10	54·94	26·73	1·37	1·47	9·10	5·99	1 : 6·2 : 4
Tripolis, **84**, 8	53·65	26·32	0·97	1·80	9·62	4·86	1 : 5·3 : 2·7
Monte Ferru, Sardinien, **79**, 5	53·95	26·50	0·55	0·99	10·03	5·79	1 : 10 : 5·8
Mont Miaune, Velay, **79**, 6	58·51	23·09	0·31	1·53	10·04	4·71	1 : 6·6 : 3
Roche Sanadoire, Mont Dore, **69**, 8	59·84	21·60	0·43	1·57	7·65	5·52	1 : 5 : 3·5
Wolfrock, England, **73**, 3	56·43	24·91	0·97	1·41	11·12	2·77	1 : 8 : 2
Fernando do Noronha, **79**, 7	59·46	26·52	0·50	1·00	7·13	4·90	1 : 7 : 4·9
Mittel	57·13	24·80	0·80	1·41	9·09	4·80	1 : 6·4 : 3·4
Laachersee, melanitfreies Leucitgestein, **69**, 39, 40	53·78	20·25	4·89	1·68	10·46	4·59	1 : 6 : 2·7
Typus: *Lausitzer Granit.*							
Baden, Granit, **69**, 41, 42	73·79	16·43	0·51	0·79	3·16	3·92	1 : 4 : 5
Irland, Leinstergranit, **69**, 98—104	71·23	18·04	0·61	1·40	3·29	4·38	1 : 2·3 : 3
Schottland, Creetown, **69**, 97	68·04	20·35	1·61	2·92	3·25	3·90	1 : 1 : 1·4
Lausitz, Granit, **69**, 6—10	67·15	15·24	7·57	2·20	2·93	3·67	1 : 1 : 1·3
Schlesien, Granitporphyr, **84**, 26	66·57	15·96	6·13	1·85	3·69	5·27	1 : 2 : 2·8
Beucha, Sachsen, Granitporphyr, **79**, 66	66·30	22·40	1·50	2·30	3·50	4·40	1 : 1·5 : 2
Vogesen, Granit, siehe Text	62·79	17·59	6·15	3·12	3·30	5·10	1 : 1·1 : 1·6
Harz, „Kersantit“, **84**, 13	62·00	16·50	11·34	1·02	1·78	2·46	1 : 1·7 : 2·4
Mittel	67·23	17·81	4·43	1·95	3·11	4·14	1 : 1·6 : 2·1

Schweden, Gneiss, „rother“, 84, 13—16	75·55	13·78	1·23	1·39	3·23	4·39	1 : 2·3 : 3
„ „ „älterer“, 73, 4—6	72·19	16·40	1·89	2·23	2·73	3·92	1 : 1·2 : 1·8
„ „ „grauer“, 84, 17, 18	70·87	16·88	2·47	1·74	3·21	4·14	1 : 2 : 2·4
Sachsen, Granulit, 73, 1, 2	74·21	13·07	3·69	1·53	2·82	3·56	1 : 1·8 : 2·3
Typus: *Ferrutrachyt.*							
Monte Ferru, Trachyt, 79, 1, 2	56·06	25·97	1·22	3·23	5·63	6·91	1 : 1·7 : 2·1
Bolsena, Trachyt, 69, 7	59·22	18·56	7·18	2·96	4·87	6·66	1 : 1·6 : 2·2
Foya, „Foyait“, 84, 2	56·23	23·32	6·61	2·39	3·84	5·33	1 : 1·6 : 2·2
Mittel	57·17	22·62	5·00	2·86	4·78	6·30	1 : 1·7 : 2·2
Typus: *Amiatit.*							
Washoe, Dacit, 79, 6	67·85	17·60	3·19	3·15	2·97	3·85	1 : 1 : 1·3
Monte Amiata, siehe Text	64·97	17·19	3·86	3·21	2·62	5·55	1·2 : 1 : 2
Ponza, Trachyt, 79, 3	56·09	17·62	2·70	3·41	3·38	6·49	1 : 1 : 1·9
Mittel	62·96	17·47	3·25	3·26	2·99	5·29	1·1 : 1 : 1·8
Typus: *Minette.*							
England, Granit, 84, 19, 20	67·12	21·25	1·25	3·59	2·58	3·59	1·4 : 1 : 1·4
Harz, Porphyrit, 61, 2, 3; 69, 1	63·25	16·22	9·31	3·29	2·71	3·69	1·2 : 1 : 1·3
Heidelberg, Minette, 79, 6, 7, 9—12	55·99	21·02	6·78	4·32	1·32	4·86	3·3 : 1 : 3·7
Nordwest-England, Glimmerminette, 84, 2—7 . . .	53·98	19·83	9·58	4·93	2·07	4·90	2·4 : 1 : 2·4
Harz, „Glimmermelaphyr“, 84, 17—19	51·87	22·29	5·98	5·44	2·07	5·57	2·6 : 1 : 2·7
Mittel	58·44	20·12	6·58	4·31	2·15	4·52	2 : 1 : 2·1

Gesteinsvorkommen, Analysennachweis	SiO_2	$(Al Fe)_2 O_3$	$(Fe Mn Mg) O$	$Ca O$	$Na_2 O$	$K_2 O$	Alkalienverhältnis
Typus: ***Christianit.***							
Ostbayern, „Passauer Granit", **69**, 36	73·90	16·80	0·02	1·02	3·12	3·78	1 : 3 : 3·5
Alpen, Protogin, **69**, 86—89	72·68	15·31	2·80	2·13	4·38	3·65	1 : 2 : 1·7
Schweden, „Örebrogranit", **79**, 30, 31, 36—38	69·19	15·08	4·16	1·85	4·04	3·97	1 : 2·2 : 2·1
Christiania, siehe Text	66·55	17·13	3·18	1·70	5·11	5·12	1 : 3 : 3
Schottland, Strontian, **69**, 94—96	69·03	18·90	2·17	2·52	4·00	4·03	1 : 1·75 : 1·75
„ Peterhead, **84**, 15	73·70	14·87	1·50	1·08	4·21	4·43	1 : 4 : 4
Cornwall, Gready, **84**, 17	69·64	18·39	2·18	1·40	3·51	4·08	1 : 2·5 : 2·9
Donegal, Granit, **69**, 105—119	63·78	17·77	1·36	2·50	3·96	4·46	1 : 1·6 : 1·8
Thüringen, Glimmerporphyrit, **79**, 2; **84**, 9	60·73	22·51	1·61	2·27	5·58	5·36	1 : 2·4 : 2·3
Minnesota, Granit, **79**, 57, 58	68·88	17·66	2·66	2·43	4·21	4·78	1 : 1·73 : 2
Lugano, „Felsophyr", **84**, 15, 16	73·01	14·28	5·54	1·14	2·29	2·29	1 : 2 : 2
Island, Baula, siehe Text	75·34	14·69	1·08	1·12	3·46	3·87	1 : 3·1 : 3·45
Island, normaltrachytisches Gestein Bunsen's, *A*	76·00	14·75	0·34	1·33	4·14	2·98	1 : 3·1 : 2
„ „ „ „ *B*	76·67	11·15	3·34	1·47	4·18	3·20	1 : 2·8 : 2·2
Lipari, „Liparit", **61**, 11—13	72·03	15·16	0·93	0·54	4·14	4·36	1 : 7·7 : 8·1
Shoshone Peak (Dacit), **79**, 7	70·17	17·07	2·[illegible]7	2·29	3·25	3·25	1 : 1·4 : 1·4
Mittel	69·90	16·83	2·28	1·71	3·95	4·10	1 : 2·3 : 2·4
Typus: ***Drachenfelstrachyt.***							
Syene, Granit, **69**, 120, 121	70·85	12·20	5·46	1·79	4·53	3·54	1 : 2·5 : 2
Nassau, Balduinstein, Porphyr, **84**, 1	68·75	15·70	4·76	1·24	5·37	4·22	1 : 4·3 : 3·4
Pantelleria, Liparit, **84**, 6	67·18	18·18	2·82	2·78	5·89	4·01	1 : 2 : 1·4
Siebengebirge, Trachyt, **61**, 1—5	64·72	22·37	0·63	1·71	5·10	4·20	1 : 3 : 2·4
Euganäen, Trachyt, **69**, 1	65·31	15·14	6·60	3·33	5·31	4·08	1 : 1·6 : 1·2
Mittel	67·36	16·72	4·05	2·17	5·24	4·01	1 : 2·4 : 1·8

Serra de Monchique, Foyait, N. Jahrb., 84, II, 13	53·95	22·35	3·10	1·92	8·60	7·02	1 : 4·5 : 3·6
Cap Verden, „Nephelin-Syenit", 84, 3	55·76	23·26	4·83	2·26	6·94	5·34	1 : 3 : 2·3
Laacher See, Leucitgestein, 69, 36—38	48·79	18·57	7·88	5·56	8·55	6·77	1 : 1·5 : 1·2
Typus: ***Böhmischer Gebirgsgranit.***							
Schweden, Balderåsgranit, 73, 10	74·07	13·81	1·97	2·33	4·60	2·75	1 : 2 : 1
Böhmen, „Gebirgsgranit", 79, 13, 14	70·38	17·72	1·66	2·73	3·45	2·98	1 : 1·2 : 1
Tirol, Klausen, Quarzglimmerdiorit, 84, 17	70·17	12·02	4·09	3·34	3·77	3·23	1 : 1·1 : 1
Bäkkelaget, siehe Text	85·68	7·29	0·79	1·42	1·57	1·43	1 : 1·1 : 1
Schweden, Hornblendegranit, 73, 14—17	67·31	16·36	5·03	3·60	3·79	3·40	1 : 1 : 1
Californien, Lassens Peak, Dacit, 84, 4	69·36	17·11	2·87	3·17	4·06	3·02	1 : 1·3 : 1
Mittel	70·26	15·40	3·20	3·03	3·93	3·07	1 : 1·3 : 1
Typus: ***Yate-Andesit.***							
Tolfa, Liparit, 69, 3	67·61	14·04	6·05	3·71	5·50	2·41	1·5 : 2·2 : 1
Chile, Vulcan Yate, 84, 23, 24	63·59	18·18	3·63	3·73	5·72	2·12	1·8 : 2·7 : 1
Siebengebirge, Hornblende-Andesit, 61, 1, 2	60·80	21·67	3·26	4·31	4·87	3·79	1·1 : 1·3 : 1
Mittel	64·00	17·96	4·31	3·92	5·36	2·77	1·4 : 2 : 1
Typus: ***Puys-Andesit.***							
Monte Tonale, Avio-See, „Tonalit"	66·91	15·20	8·80	3·73	3·33	0·86	4·3 : 3·8 : 1
Pfalz, Oberhausen, Orthoklasporphyr, 69, 1	64·72	18·76	3·52	3·95	3·54	2·36	1·6 : 1·5 : 1
Lugano, „schwarzer Porphyr", 84, 3, 4, 7	62·48	20·26	5·13	3·75	3·77	3·11	1·2 : 1·2 : 1
Nassau, Diez, „Kersantit", 79, 19	61·28	22·53	5·96	3·20	3·00	0·85	3·7 : 3·5 : 1
Auvergne, Puyskette, Hornblende-And., 73, 3, 12, 18	61·22	24·90	1·51	4·81	5·24	2·55	1·9 : 2 : 1
Java, Augit-Andesit, 73, 10—12	59·92	21·41	0·85	6·00	5·71	2·81	2·1 : 2 : 1
Hof in Bayern, Diorit. 73, 1	51·02	20·48	8·02	5·56	5·46	3·44	1·6 : 1·6 : 1
Fichtelgebirge, „Kersantit", 84, 4, 5	50·92	18·85	14·03	4·10	3·70	2·26	1·8 : 1·6 : 1
Mittel	62·76	21·0	4·29	4·24	4·10	2·09	2 : 2 : 1

Gesteinsvorkommen, Analysennachweis	SiO_2	$(AlFe)_2O_3$	$(FeMnMg)O$	CaO	Na_2O	K_2O	Alkalienverhältnis
Typus: ***Nephelinit.***							
Odenwald, **69**, 8—13	45·93	24·54	8·11	6·82	8·45	3·78	1·8 : 2·2 : 1
Vogelsberg, Meiches, **69**, 1	43·89	19·25	14·81	10·58	9·13	1·73	6 : 5·2 : 1
„ Gunzenau, **84**, 13	49·35	18·04	13·54	5·92	7·01	2·43	2·4 : 2·9 : 1
Rhön, Poppenhausen, „Buchonit“, **78**, 1, 2	45·86	24·62	7·69	8·33	8·35	3·97	2·1 : 2·1 : 1
„ Bischofsheim, Basalt, **79**, 3	42·18	19·15	11·20	10·96	9·46	3·53	3·1 : 2·7 : 1
Baden, Steinsberg, **79**, 3	50·64	27·36	10·64	4·46	4·02	1·42	3 : 3 : 1
Cap Verden, **84**, 1—3	42·39	28·26	6·74	9·25	7·23	2·13	4·3 : 3·4 : 1
Mittel	45·75	23·03	10·40	8·04	7·67	2·71	2·9 : 2·8 : 1
Typus: ***Monzonit-Dacit.***							
Banat, Szaska, Syenit, **69**, 9	65·84	15·23	5·81	4·74	2·96	3·06	1·6 : 1 : 1
Ungarn, Hodritsch, Syenit, **69**, 10	61·73	17·45	8·23	4·52	3·12	3·88	1·45 : 1 : 1·24
Mähren, Blansko, Syenit, **61**, 1	61·72	13·57	10·82	5·88	3·12	3·37	1·88 : 1 : 1·08
Monzoni, Syenit, **61**, 2; 79, 1	58·51	19·24	6·00	7·22	3·19	4·29	2·26 : 1 : 1·34
Heidelberg, Syenit, **79**, 2, 3	53·79	25·04	6·19	6·48	3·25	3·82	2 : 1 : 1·2
Odenwald, Glimmersyenit, **84**, 1, 2	57·33	15·91	10·15	5·66	1·56	4·40	3·6 : 1 : 2·8
Vogesen, „Granitporphyr“, siehe Text	62·22	22·98	3·36	4·22	2·64	3·78	1·6 : 1 : 1·4
Sachsen, Porphyrit, siehe Text	60·11	23·87	4·27	4·56	2·65	2·80	1·7 : 1 : 1·1
Siebenbürgen, Dacit, siehe Text	64·25	19·22	5·61	4·30	2·49	3·42	1·7 : 1 : 1·4
Mittel	60·61	19·17	6·72	5·28	2·77	3·65	1·9 : 1 : 1·3

Typus: ***Porphyrit-Andesit.***							
Cevedalegebiet, „Porphyrit“, 84, 22—24	60·48	21·28	6·50	4·70	3·66	2·52	1·9 : 1·4 : 1
Pfalz, Oberhausen, „Porphyrit“, 69, 3	59·43	18·93	7·14	4·84	3·38	2·27	2·1 : 1·4 : 1
Westtirol, „Proterobas“, 79, 42—44	56·57	20·77	10·29	5·79	3·39	2·42	2·4 : 1·4 : 1
Schlesien, Hockenberg, „Melaphyr“, 61, 7	56·52	13·53	15·35	5·31	3·71	3·59	1·5 : 1·1 : 1
Thüringen, „Melaphyr“, siehe Text	55·89	25·59	4·95	5·45	3·49	2·15	2·5 : 1·6 : 1
Auvergne, Puysk., „Augit-And.“, 73, 10, 11, 13, 14, 17	55·75	28·20	2·66	6·25	4·11	3·04	2 : 1·3 : 1
Anden, Augit-Andesite, 73, 1—4; 84, 7—9	60·53	21·42	6·13	5·57	4·40	2·13	2·6 : 2 : 1
Californien, Mount Shasta, 84, 26	62·00	17·84	7·04	5·37	4·29	1·47	3·6 : 2·9 : 1
Steiermark, Gleichenberg, Trachyt, 79, 5, 6	61·49	19·32	3·68	5·86	4·27	4·20	1·4 : 1·1 : 1
St. Stefano, Trachyt, 79, 4	54·13	27·36	3·01	6·99	5·23	3·67	1·9 : 1·4 : 1
Mittel	58·27	21·42	6·67	5·61	3·99	2·74	2 : 1·4 : 1
Kiffhäuser, Gneisse, 63, 2—5; 6 *a*, 7—9	58·33	20·97	7·03	5·65	3·35	2·54	2·2 : 1·3 : 1
Typus: ***Melaphyr.***							
Harz, gangförmig, „schw. Porphyr“, 61, 1—3; 73, 3	56·86	19·24	10·84	6·54	2·37	2·74	2·7 : 1 : 1·1
„ deckenförmig, 61, 8—10	56·03	10·57	15·46	7·37	2·34	2·62	3 : 1 : 1·1
Mulatto, Predazzo, siehe Text	52·54	22·44	9·52	7·37	2·72	3·18	2·7 : 1 : 1·17
„ gangförmig, 79, 4—13	48·44	25·18	5·87	11·06	2·04	3·23	5·4 : 1 : 1·5
Grödnerthal, Augitophyr, 69, 3	48·44	25·62	7·65	9·72	0·08	4·07	121 : 1 : 51
Mittel	52·46	20·61	9·87	8·41	1·91	3·17	4·4 : 1 : 1·66
Typus: ***Leucitlava der Eifel.***							
Eifel, Lava, 79, 5, 6	43·63	26·79	11·83	11·11	2·66	3·72	4·2 : 1 : 1·4
Monte Ferru, Sardinien, 79, 3	42·30	35·52	6·66	11·01	1·31	2·93	8·4 : 1 : 2·2
Mittel	42·95	31·12	9·24	11·06	1·98	3·34	5·5 : 1 : 1·4

Gesteinsvorkommen, Analysennachweis	SiO_2	$(Al\,Fe)_2O_3$	$(Fe\,Mn\,Mg)O$	CaO	Na_2O	K_2O	Alkalienverhältnis
Typus: *Vesuvlava.*							
Vesuv, siehe Text	47·93	23·95	9·09	9·83	2·42	6·16	4 : 1 : 2·5
Albanergebirge, **69**, 30—34	46·53	17·46	16·31	10·89	2·98	5·51	3·65 : 1 : 1·85
Frosinone, **79**, 7, 8	46·98	28·20	3·86	11·92	1·42	7·73	8·4 : 1 : 5·4
Mittel	47·15	23·20	9·75	10·88	2·27	6·47	4·8 : 1 : 2·8
Vesuvlava, vom 3. März 1881	48·21	23·50	7·93	9·74	2·27	6·11	4·3 : 1 : 2·7
„ von 1871	47·92	22·79	9·87	10·27	2·58	6 53	4 : 1 : 2·5
Vesuvaschen	47·96	25·33	8·48	10·41	1·77	3·70	5·9 : 1 : 2·1
Typus: *Diorit-Diabas.*							
Ivrea, Piemont, Gabbro, **84**, 2	56·46	24·55	7·66	6·59	2·95	1·00	6·6 : 3 : 1
Burg in Nassau, „Proterobas“, **84**, 1	55·70	24·21	0·91	9·23	3·52	1·42	6·5 : 2·5 : 1
Minnesota, Diorit, **79**, 31—36	55·14	19·15	12·12	8·03	3·15	1·48	5·4 : 2·1 : 1
Vogesen, Diorit, **79**, 1—4	53·46	27·17	6·72	7·09	2·92	1·02	6·9 : 2·9 : 1
Böhmen, Diabas, **69**, 5, 6	51·16	16·19	16 18	8·22	3·65	0·87	9·4 : 4·2 : 1
Schweden, Diabas, **69**, 4; **79**, 7—10	50·20	22·72	12·58	7·61	3·29	1·33	5·7 : 2·5 : 1
Minnesota, „Melaphyr“, **79**, 22, 23	49·50	23·90	11·96	8·16	3·85	0·91	8·9 : 4·2 : 1
„ „Gabbro“, **79**, 2	49·15	28·50	7·57	8·22	3 83	1·61	5·1 : 2·4 : 1
Mosso, Olivindiabas, **84**, 31	48·18	21·13	14·68	9·95	3·88	1·23	8 : 3 : 1
Fichtelgebirge, „Proterobas“, **79**, 16, 17	47 18	23·31	12·13	8 43	3·65	1·45	5 8 : 2·5 : 1
Mittel	51·61	23·11	10·25	8·15	3·47	1·23	6·6 : 2·8 : 1
Vogesen, Gangdiorit, **79**, 1, 2	55 98	29·07	4·88	6·03	2·45	0·71	8·4 : 3·4 : 1
„ Stockdiorit, **79**, 3, 4	50·95	25·26	8·55	8·15	3 39	1·33	6·1 : 2·5 : 1
Heidelberg, Diorit, **79**, 16, 17	50·75	26·99	7·93	8·03	2·57	1·54	5·2 : 1·7 : 1

Typus: *Norit-Dolerit.*							
Banat, Diorit, 79, 12	65·71	19·92	4·36	5·24	3·87	1·02	5 : 3·8 : 1
Tirol, Klausen („Norit"), 84, 18—23	58·17	21·30	9·49	5·90	3·74	1·34	4·4 : 3 : 1
„ Val Forno, Diorit, 84, 4	57·85	21·70	8·16	7·08	4·02	1·23	5·8 : 3·3 : 1
Belgien, Quenast, Diorit, 79, 5	56·21	17·16	12·34	7·12	4·02	1·48	4·8 : 2·7 : 1
Vogelsberg, Ziegenhals, Dolerit, 84, 2	55·70	16·23	16·52	6·91	4·12	0·51	14 : 8 : 1
Hessen, Sababurg, Dolerit, 73, 1	54·62	20·34	10·29	7·23	4·23	1·35	5·8 : 3·1 : 1
Siebengebirge, Löwenburg, 61, 5	54·11	27·14	5·05	7·77	3·76	1·75	4·4 : 2·1 : 1
Alpen, Durance, „Variolit", 61, 8	52·79	11·76	29·18	5·90	3·07	1·16	5 : 2·6 : 1
Norheimer Tunnel, „Gabbro", 69, 1	49·97	17·87	13·79	6·39	5·14	0·77	8·3 : 6·6 : 1
Südstaffordshire, „Grünstein", 69, 4	49·86	16·11	15·77	8·71	5·25	0·57	15 : 9 : 1
Nassau, Diabas, 73, 15—17; 84, 5, 6	46·52	18·84	15·81	7·01	4·08	1·49	4·7 : 2·7 : 1
„ Burg, „Paläopikrit", 79, 48	40·37	14·62	29·97	4·74	3·61	0·82	5·8 : 4·4 : 1
Mittel	55·42	19·86	10·87	6·77	4·12	1·20	6 : 3·5 : 1
Typus: *Tephrit der Cap Verden.*							
Cap Verden, 84, 10—12	44·53	32·84	5·27	9·03	5·30	2·61	3·4 : 2 : 1
Naurod in Nassau, 84, 5	45·24	24·43	12·40	9·18	3·37	1·31	7 : 2·5 : 1
Meiches, Vogelsberg, 84, 6	42·37	20·14	20·81	10·93	4·51	1·21	9 : 3·7 : 1

Gesteinsvorkommen, Analysennachweis	SiO_2	$(Al\,Fe)_2O_3$	$(Fe\,Mn\,Mg)O$	CaO	Na_2O	K_2O	Alkalienverhältnis
Typus: *Diorit-Dolerit.*							
Saar-Nahe-Gebiet, Diabas, 84, 21—23	57·22	21·85	6·81	6·25	3·63	1·82	3·4 : 2 : 1
Cevedale-Gebiet, „Suldenit", 84, 18—21	55·50	21·42	7·58	8·76	3·32	2·07	4·2 : 1·6 : 1
Pfalz, „Melaphyr", 84, 10—13	55·17	20·79	9·37	6·82	2·86	1·86	3·6 : 1·5 : 1
Westtirol, „Labradorporphyr", 79, 38—41	53·02	21·86	11·04	7·13	3·45	1·98	3·6 : 1·7 : 1
Ob. Ruhrthal, Diabas, 84, 26—28	51·18	18·98	11·89	7·73	4·07	2·09	3·7 : 1·9 : 1
Cevedale-Gebiet, „Ortlerit", 84, 9—14	51·50	24·09	9·40	7·30	3·44	2·38	3 : 1·4 : 1
„ „ „ typisch, 84, 9	48·95	23·22	12·31	7·40	3·23	2·97	2·5 : 1·1 : 1
Hessen, Meissner, Dolerit	52·46	17·97	13·63	9·54	3·67	2·14	4·5 : 1·7 : 1
„ „ ganzes Gestein	50·39	19·36	14·62	9·89	3·50	2·21	4·5 : 1·6 : 1
Südliche Rhön, Dolerit, 79, 1—3; 84, 3, 4	51·90	23·10	9·27	7·43	3·36	2·37	3·1 : 1·4 : 1
Mittel	53·23	21·83	9·99	7·66	3·45	2·10	3·6 : 1·6 : 1
Typus: *Herchenberglava.*							
Laachersee-Gebiet, 73, 1, 2	39·99	21·65	15·85	12·94	4·40	4·11	3·1 : 1·1 : 1
Typus: *Aetnabasalt.*							
Böhmen, Melaphyr, 69, 9; 79, 1	54·95	23·57	6·10	10·51	4·01	0·65	16 : 6 : 1
Siebenbürgen, Torocko, Augitophyr, 69, 1	53·14	26·51	6·56	7·26	1·51	1·18	4·8 : 1·2 : 1

Schweden, „Hyperit", 79, 3—6	47·58	27·69	10·77	10·03	2·29	1·11	9 : 2 : 1
Aetna, älterer Basalt	51·66	23·52	8·32	11·19	2·12	2·06	5·4 : 1 : 1
„ Laven	49·84	19·79	13·75	10·42	3·29	1·24	8·4 : 2·6 : 1
„ Lava von 1669	49·51	24·70	9·02	12·44	1·64	0·63	19 : 2·6 : 1
Pantelleria und Ferdinandea, Basalt, 84, 15—17	49·15	22·34	13·88	9·30	3·22	1·06	9 : 3 : 1
Auvergne, Puyskette, Laven, 73, 1, 5—7, 9, 15, 16	48·65	20·66	14·53	10·41	3·20	1·82	5·7 : 1·7 : 1
Unt. Mainthal, Basalt, 69, 37 - 41	50·97	21·19	7·32	9·20	3·08	1·16	8 : 2·6 : 1
Rhön, Schelmeneck, Basalt, 84, 5	46·92	23 42	10·46	10·68	3·73	0·37	29 : 10 : 1
Mittel	50·32	23·19	10·19	9·89	2·94	1·18	8·3 : 2·5 : 1
Typus: ***Nephelinbasalt der Eifel.***							
Eifel, 79, 1, 2	42·62	27·56	8·91	14·30	3·41	2·64	5·4 : 1·3 : 1
Fichtelgebirge, Klausen, 84, 4	42·72	30·82	8·29	11·34	3·46	1·95	5 8 : 1·8 : 1
Mittel	42·67	29·19	8·65	12·82	3·43	2·28	5·6 : 1·5 : 1
Rossberg bei Darmstadt, 69, 32	40·53	15·91	19·25	14·62	2·87	1·95	7·5 : 1·5 : 1
Ottendorf, Oesterreichisch-Schlesien, 84, 7	39·59	32·40	19·19	14·13	1·89	0·76	18 : 2·5 : 1
Hochbohl, Schwaben, 84, 9	33·89	25·56	16·14	15·19	2·86	0·00	15 : 2·8 : 0
Typus: ***Cap Verden-Limburgit.***							
Cap Verden, 84, 1—3	41·36	26 01	12·51	13·34	4·70	1·82	7·3 : 2·6 : 1
Niederrhein, 84, 4	42·24	16·11	12·27	11·76	4·02	1·08	11 : 3·7 : 1
Kaiserstuhl, Limburg, 73, 12	42·78	8·66	28·97	12·29	2·31	0·62	20 : 3·7 : 1
Mittel	41·80	21·06	12·39	12·55	4·36	1·45	8·6 : 3 : 1

Gesteinsvorkommen, Analysennachweis	$Si O_3$	$(Al Fe)_2 O_3$	$(Fe Mn Mg) O$	$Ca O$	$Na_2 O$	$K_2 O$	Alkalienverhältnis
Typus: *Gabbro-Dolerit.*							
Toscana, Prato, **73**, 1	55·58	24·07	2·37	12·05	3·09	0·42	28 : 7 : 1
Norwegen, Gabbro, **61**, 6; **69**, 9, 10	52·09	25·69	8 22	8 99	1·36	0·52	17 : 2·6 : 1
„ „Norit“, **69**, 11, 12	50·76	25·97	4·49	13·17	0·96	0·10	131 : 9 : 1
Harz, Gabbro, **61**, 1; **69**, 2—7; **84**, 1	50·62	20·36	14·28	9·85	2·33	0·81	12·2 : 2·9 : 1
Schlesien, Neurode, **61**, 7	49·73	13·07	22·12	10·24	3·23	0·55	18·6 : 6 : 1
Niederösterreich, **79**, 6, 7	47·85	20·37	10·74	14·19	1·57	0 15	95 : 10 : 1
Harz, Diabas, **73**, 1, 2, 4, 6, 11	46·43	22·32	12·62	11·71	2·94	0·62	19 : 5 : 1
Dalles, Oregon, Dolerit, **84**, 12, 13	51 86	15·76	16·97	9·21	0·87	0 27	34 : 3·2 : 1
Cascadengebirge, Dolerit, **84**, 11	47·54	23·76	13·79	11·70	3·09	0·16	73 : 19 : 1
Costarica, Dolerit **69**, 53—56	54·28	24·01	8·78	10·51	1·97	0·39	27 : 5 : 1
Kilauea, Haw., Basalt, **69**, 49, 50	51·05	19·79	16·98	10·34	1·36	1·16	9 : 1·1 : 1
Island, normalpyroxen. Gestein, **61**, 1—9	48·95	14·43	22·11	11·85	2·12	0·54	22·8 : 4 : 1
„ „ Magma *(p)*	48 47	14·78	22·27	11·87	1 96	0·65	18 : 3 : 1
Mittel	51·06	21·42	11·87	11·19	1·87	0·45	25 : 4 : 1
Typus: *Rhönbasalt.*							
Rhön, Hornblende-Basalt, **84**, 6—8	42·20	24·94	14·94	12·23	2·69	1·32	9 : 2 : 1
„ Basalt, **61**, 11, 12, 14; **79**, 7, 8; **84**, 8	38·82	28·69	12·93	14·68	3·35	1·23	12 : 2·7 : 1
Mittel	40·51	26·81	13·93	13·45	3·02	1·27	10·2 : 2·37 : 1

XVIII. Einige Gesteine aus Paraguay.

Von **J. Em. Hibsch.**

Es sind nur einige wenige Gesteine, welche Herr Dr. Paul Jordan in Paraguay sammelte und mir freundlichst zur Bearbeitung übergab. Da aber die Fundorte derselben sicher bekannt sind, so scheint es mir doch angezeigt, über die Untersuchungsergebnisse, so geringfügig sie auch sein mögen, zu berichten. Auch bilden die von Dr. Paul Jordan vorzugsweise im Süden und Südosten von Paraguay gesammelten Gesteine eine Ergänzung zu den von R. Pöhlmann im Neuen Jahrb. f. Min., G. u. Pal., 1886, I, 244 beschriebenen Gesteinen, welche ausschliesslich dem Norden dieses Landes entstammten.

Während R. Pöhlmann die Gesteine Biotit- und Muscovitgneis, Muscovit-Glimmerschiefer, Quarzite, Sandstein, Quarzconglomerat, Oolithischer Kalkstein, dichter Kalk, Olivinkersantit und Nephelinbasalt anführt, sammelte Dr. Jordan folgende Felsarten: Quarzitartiger Sandstein, Bohnerz, Quarzgeschiebe, Quarzporphyr, Nephelinbasalt und ausserdem verschiedene Achate und Quarze.

I. Quarzitartiger Sandstein.

Dieses Gestein stammt vom Ostabhange des Cerro Tatuý, östlich von der Stadt Ibitimí im Osten von Villa Rica. Der Cerro Tatuý, welcher sich 700 Meter über den Meeresspiegel erhebt, stellt den höchsten Gipfel von Paraguay dar.

Der quarzitartige Sandstein besitzt eine braune Färbung. Weisse Quarzadern durchziehen das Gestein. Der Bruch ist krystallinisch-feinkörnig. Die mikroskopische Untersuchung lässt erkennen, dass dieses äusserlich quarzitartige Gestein sich aus farblosen, abgerundeten Quarzkörnern aufbaut, denen sich nicht selten farblose Glimmerblättchen, seltener Feldspathkörner zugesellen. Diese allothigenen Bestandtheile liegen in einer sie verkittenden Grundmasse von authigener, feinkörniger Quarzmosaik. In der Regel grenzen sich die allothigenen Quarzkörner scharf ab gegen die Quarzgrundmasse. An manchen Stellen jedoch ist die sonst scharfe Umrandung verwischt und der authigene Grundmassenquarz verschmilzt innig mit dem allothigenen.

Der braune Farbstoff, eine Eisenoxydverbindung, ist vorzugsweise an der Oberfläche der allothigenen Quarzkörner abgelagert.

2. Bohnerz.

Am Fusse des Cerro Tatuý, welcher sich aus dem vorgenannten braunen quarzitischen Sandstein aufbaut, findet sich unmittelbar unter der Humusschicht des Camps Bohnerz. Die abgerundeten, braunen bis ockergelben Brauneisenkugeln, welche es aufbauen, erreichen Dimensionen bis höchstens fünf Millimeter im Durchmesser.

3. Achat und Quarz.

Ein Achat vom Südostabhange des Cerro Tatuý zeigt eine rohe Bearbeitung, von Menschenhand herrührend. Herr Dr. Paul Jordan schreibt diese Bearbeitung einem zwerghaften Indianerstamme zu, welcher derart behauene Achate und Quarze als Zermalmungswerkzeuge zu benützen scheint. Unsere Handstücke von Achat, desgleichen von Quarz aus demselben Gebiete, weisen auch in der That deutliche Zeichen von Abnützung, sowie von Feuerwirkung auf.

4. Quarzporphyr.

Am Cerro Yahapé (200 Meter Meereshöhe), im Südosten der Laguna Ipoa, zwei Leguas südlich von der Estanica des Dr. Aceval, kommt Quarzporphyr vor. Dieses Gestein tritt allda deckenförmig auf und besitzt in der Umgebung des Cerro Yahapé eine grosse Verbreitung.

Der Quarzporphyr vom Cerro Yahapé ist ein röthlich-lederbraunes Gestein von porphyrischer Structur: Einsprenglinge von Quarz-Dihexaëdern und rothen Feldspathen sind in eine Grundmasse eingebettet, die dem blossen Auge völlig dicht erscheint. Die Einsprenglinge von Quarz sind häufig an den Kanten abgerundet. Die Feldspatheinsprenglinge erscheinen stark zersetzt; es lässt sich aber noch erkennen, dass unter ihnen neben Orthoklas recht viel Plagioklas auftritt. Letzterer steht dem Oligoklas nahe, darauf muss aus der optischen Untersuchung einiger relativ frischer Krystalle geschlossen werden. Die Grundmasse ist mikrokrystallinisch, wegen vorgeschrittener Zersetzung jedoch schwer aufzulösen. So viel lässt sich feststellen, dass sie reich an Quarz ist. Häufig tritt grüner Magnesia-

glimmer auf in kleinen unregelmässig begrenzten Blättchen. Derselbe ist als Zersetzungsproduct der Feldspathe anzusehen. Glimmerblättchen derselben Art, bündelförmig gruppirt, siedeln sich hie und da auch in den Plagioklasräumen an.

5. Nephelinbasalt.

Südlich der Stadt Ibitimí (südöstlich von Asuncion) erhebt sich ein Kegelberg, der Cerro von Ibitimí. Er besitzt eine Meereshöhe von 360 Meter und erhebt sich über seine Umgebung um 160 Meter. Der Gipfel dieses Berges besteht aus Nephelinbasalt. Es liegt ein bereits angewittertes Handstück eines dunkel schwarzgrauen Gesteins mit brauner Verwitterungsrinde vor. Das Gestein ist porphyrisch: schon das blosse Auge erkennt in einer dichten Grundmasse Einsprenglinge von basaltischem Augit. Desgleichen treten lichte zeolithische Concretionen mit radialfaserigem Aufbau recht häufig auf.

Bei der Untersuchung des Dünnschliffes ist zu constatiren, dass neben dem, schon dem unbewaffneten Auge auffallenden Augit auch Olivin als Einsprengling in der Grundmasse vorhanden ist. Die Grundmasse selbst besteht aus Magnetitkörnchen, kleinen, zierlichen, grauen Augitkryställchen, ab und zu Magnesiaglimmer, ferner aus Nephelin und Sanidin. Die grossen als Einsprenglinge auftretenden Augite werden lichtgrau-durchsichtig mit einem schwachen Stich in's Violette. Sie sind recht reich an winzigen kleinen Stäbchen, die wirr eingestreut erscheinen. Olivin theils ganz frisch, theils durch eine ausgeschiedene Eisenoxydverbindung roth gefärbt. Der Nephelin der Grundmasse ist als „Nephelinfülle“ vorhanden. Während der Nephelin durch verdünnte Salzsäure leicht zerstört wird und eine Farbstoff aufspeichernde Kieselgallerte zurücklässt, findet man in geätzten und durch Fuchsin gefärbten Präparaten noch Stellen, welche der Säure widerstehen. Auf Grund ihrer optischen Eigenschaften können sie nur als Sanidin angesprochen werden. Sonst nichts Bemerkenswertes.

6. Quarzgeschiebe.

Vom Cerro von Ibitimí liegen endlich noch Quarzgeschiebe vor.

XIX. Notizen.

Krystallform optisch activer Substanzen.

In einem Aufsatze über die Krystallform des Traubenzuckers und die Krystallformen optisch activer Substanzen im allgemeinen [1]) suchte ich den innigen Zusammenhang zwischen der räumlichen Configuration von Molekeln mit „asymmetrischen" Kohlenstoffatomen nach der Theorie von Van't Hoff und Le Bel einerseits und der an optisch activen Substanzen beobachteten Hemiëdrie non superposable oder „gewendeten" Krystallform andererseits darzulegen.

Nach der dort gegebenen Ableitung möchte es scheinen, dass optisch active Substanzen auch in der sphenoidischen Tetartoëdrie des tetragonalen Systems krystallisiren könnten, deren Formen ebenfalls keine Symmetrie-Ebene und kein Symmetrie-Centrum haben, trotzdem aber keine Enantiomorphie darbieten, da vielmehr die correlaten Formen durch Drehung von 180° um eine Nebenaxe und darauffolgende Drehung von 90° um die Hauptaxe zur Deckung gebracht werden. [2])

Es kann aber wohl keinem Zweifel unterliegen, dass diese Abtheilung mit optischem Drehungsvermögen unvereinbar ist, und wenn die dort gegebene Ableitung dies nicht erkennen lässt, so muss sie eine Lücke enthalten. Diese Lücke ist vorhanden, und sie aufzudecken und zu berichtigen ist der Zweck der vorliegenden Zeilen.

Die geometrische Eigenthümlichkeit einer mit optischem Drehungsvermögen begabten Molekel ist durch Mangel eines Symmetriecentrums und einer Symmetrieebene nicht erschöpfend charakterisirt. Es fehlt ihr nothwendig auch jenes Symmetrieelement, das von deutschen Krystallographen [3]) einseitige Symmetrieaxe zweiter Art, von Curie „plan de symétrie alterne à pôle d'ordre p" genannt wird. Denn dieses Symmetrieelement verlangt gleichwertige Bestandtheile in solcher Lagerung, dass die eine Hälfte derselben nach einer bestimmten Drehung der anderen Hälfte spiegelbildlich gleicht.

Ein Atomcomplex mit einem einzigen „asymmetrischen C-Atom" kann dieser Bedingung nicht genügen, weil er überhaupt keine gleichwertigen Bestandtheile (Atomgruppen), sondern ausser dem centralen C-Atom vier verschiedene Radicale enthält.

Ein Atomcomplex mit mehreren „asymmetrischen C-Atomen" kann der gestellten Bedingung nur in dem Falle entsprechen, dass die asymmetrischen C-Atome in paariger Anzahl vorhanden sind und paarweise spiegelbildlich entgegengesetzte Configuration darbieten. In diesem Falle tritt aber Compensation des Drehungsvermögens innerhalb der Molekel ein, und die Substanz ist inactiv. Den Molekeln optisch activer Substanzen fehlt also nothwendig auch die einseitige Symmetrieaxe

---

[1]) Diese Mittheilungen. X, 464.

[2]) Liebisch, Physikalische Krystallographie, pag. 19. Ich wurde durch Prof. Th. Liebisch auf diesen Mangel meiner Ableitung aufmerksam gemacht.

[3]) A. a. O. pag. 23.

zweiter Art. Sie muss aber auch jedem aus congruenten derartigen Molekeln aufgebauten Molekelcomplex fehlen, wofür sich eine ganz ähnliche Ableitung geben lässt, wie a. a. O. für das Symmetriecentrum und die Symmetrieebene gegeben wurde. Die optisch activen Substanzen können daher auch in der sphenoidisch tetartoëdrischen Abtheilung des tetragonalen Systems nicht krystallisiren, und es bleiben nur die am a. O. aufgezählten, mit Enantiomorphie begabten Krystallclassen übrig, welche ausschliesslich Drehungen unter ihren Deckoperationen haben, und Deckoperationen zweiter Art (Spiegelung, Inversion, Drehspiegelung) ausschliessen.

F. Becke.

Unterscheidung von Quarz und Feldspathen mittelst Färbung.

Die Methode, durch Färbung Quarz und Feldspath in Dünnschliffen zu unterscheiden (diese Mitth. X, pag. 90), hat sich bei vielfacher Anwendung trefflich bewährt. Es gelingt durch entsprechende Abstufung der Aetzung leicht auch die verschiedenen Feldspatharten zu unterscheiden. Orthoklas nimmt die Färbung viel schwieriger an als Plagioklas (s. Pelikan, diese Mitth. XII, pag. 158); unter diesen sind die *Ca*-reichen leichter färbbar als die *Na*-reichen. So gelingt es, Schliffe, welche Orthoklas, sauren Plagioklas und Quarz enthalten, derart zu ätzen, dass der Plagioklas intensiv gefärbt wird, Orthoklas eben nur die Aetzung erkennen lässt, während der Quarz vollkommen unverändert erscheint. In basischen Gesteinen (Dolerit v. d. Löwenburg) gelang es, die *Ca*-reichen Kerne der Plagioklase zu färben, während die *Na*-reiche Hülle unverändert blieb. Für die Abstufung der Aetzung lassen sich bestimmte Regeln nicht geben, da die Concentration der käuflichen Flussäure stark variirt. Durch Verdünnen der concentrirten Säure und durch Abänderung der Dauer muss die Aetzung jedem besonderen Falle angepasst werden. Orthoklas färbt sich nur bei Anwendung concentrirter Säure gut. Die Ausführung der Aetzung habe ich etwas abgeändert. Auf die gereinigte Schlifffläche bringe ich einen grösseren Tropfen der Säure und lasse $^1/_4$—1 Minute einwirken. Mit Fliesspapier wird vom Rande her ohne den Schliff zu berühren der Tropfen abgehoben und die dünne zurückbleibende Flüssigkeitsschichte unter Daraufblasen auf dem Wasserbade rasch verdampft. Dann kommt ein Tropfen Farblösung darauf, der über den Rand des Schliffes hinausgreifen soll. Nach 5—10 Minuten wird er mit einer Pipette abgesaugt und der Schliff durch vorsichtiges Auftropfen von Wasser abgespült (man vermeide stürmische Bewegung der Flüssigkeit). Die Farbhaut wird durch absoluten Alkohol entwässert, der Schliff sodann einige Minuten in Benzol gelegt, dann mit einem Tropfen Lavendelöl benetzt, schliesslich mit in Aether gelöstem Balsam gedeckt. Diese Einschliessmethode, welche ich Herrn Dr. Cori vom zoologischen Institut hier verdanke, verhütet das Scholligwerden der Farbschichte.

F. Becke.

XX. Literatur.

Physik, Chemie, Krystallographie.

Becke F.: Krystallform und optische Eigenschaften des salzsauren Cystins. $(C_6 H_{12} N_2 S_2 O_4 + 2 HCl)$. — Zeitschr. f. Krystallogr. 1891, XIX, 4.

Beckenkamp L.: Zur Symmetrie der Krystalle. 2. Mittheilung. — Zeitschr. f. Krystallogr. 1891, XIX, 3.

Brauns R.: Die optischen Anomalien der Krystalle. — Gekrönte Preisschrift der fürstl. Jablonowski'schen Gesellschaft zu Leipzig. 1891.

Bröckelmann K.: Beiträge zur Kenntnis der Elemente der Cerium- und Yttriumgruppe. — Inaugural-Dissertation. Erlangen 1891.

Busatti L: Studio chimico e mineralogico di una roccia calcarea dell' isola di Giannutri. — Proc. verbale della Soc. Tosc. di Sc. Nat. 1891, 5. luglio.

Clarke F. W. and Schneider E. A.: Constitution of certain Micas, Vermiculites and Chlorites. — Am. Journ. of Sc. Sept. 1891, III. Ser., Vol. XLII, Nr. 249.

Cohen E. und Weinschenk E.: Meteoreisenstudien. — Annal. d. k. k. naturh. Hofmuseums. Bd. VI, Heft 2.

Gooch F. A. and Danner E. W.: A Method for the separation of Antimony from Arsenic by the simultaneous action of hydrochloric and hydrojodic acids. — Am. Journ. of Sc. October 1891, Vol. XLII.

Gooch F. A. and Gruener H. W.: A Method for the Determination of Antimony and its condition of Oxydation. — Am. Journ. of Sc. Sept. 1891, Vol. XLII.

Gooch F. A. and Smith C. G.: A Method for the estimation of Chlorates. — Am. Journ. of Sc. Sept. 1891, Vol. XLII.

Hamberg A.: Mineralogische Studien. 14. Ueber die Naumann'schen Zeichen für die Flächen der rhombischen, monoklinen und triklinen Krystalle und über eine Modification dieser Zeichen. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. Bd. XIII.

Hillebrand W. F.: On the occurence of Nitrogen in Uraninite and on the composition of Uraninite in general. — U. S. Geol. Survey. Bull. Nr. 78, 1889/90.

Derselbe: New analyses of Uraninite. — Am. Journ. of Sc. Nov. 1891, Vol. XLII.

Kosmann B.: Unterschied zwischen Constitutions- und Krystallwasser. — Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. Jahrg. 1891.

Negri G. B.: Determinazioni cristallografiche di alcuni composti chimici. — Rivista d. Min. e Cristallogr. Ital. Padova 1891, Vol. VIII.

Negri G. B.: Sulla forma cristallina della Dianildiciandiamide. — Padova: tipografia cooperativa. 1891.

Penfield S. L. and Pirrson L. V.: Crystallographic Notes to the contributions to mineralogy by Genth. — S. Genth.

Rinne F.: Ueber eine einfache Methode, den Charakter der Doppelbrechung im convergenten, polarisirten Lichte zu bestimmen. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1891, Bd. II.

Derselbe: Ueber den Dimorphismus der Magnesia. — Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. Jahrg. 1891.

Salomon W.: Ein neuer Apparat zur Bestimmung des specifischen Gewichtes von Flüssigkeiten. — Neues Jahrb. f. Min. 1891, Bd. II.

Weinschenk E.: Ueber einige Bestandtheile des Meteoreisens von Magura. — Annal. d. k. k. naturh. Hofmuseums. 1889, Bd. IV, Heft 2.

Derselbe: Ueber zwei neue Bestandtheile des Meteoriten von Sarbanovac. — Annal. d. k. k. naturh. Hofmuseums. Bd. IV, Heft 4.

Mineralogie.

Bäckström H.: Ueber die Stellung des Långbanit im Mineralsysteme. — Zeitschr. f. Krystallogr. 1891, XIX, 3.

Bauer M.: Beiträge zur Mineralogie. VII. Reihe. 14. Paramorphosen von Rutil nach Brookit. 15. Pseudomorphosen von Rutil nach Anatas. 16. Schwerspath von Perkins' Mile, Templeton, Canada, sog. Michel-Lévyt. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1891, Bd. I.

Baumhauer H.: Ueber sehr flächenreiche, wahrscheinlich dem Jordanit angehörige Krystalle aus dem Binnenthal. — Sitzungsber. d. k. preuss. Akad. d. Wissensch. Berlin 1891, XXXV.

Derselbe: Ueber das Krystallsystem des Jordanits. — Sitzungsber. d. k. preuss. Akad. d. Wissensch. Berlin 1891, XLI.

Blake Wm. P.: Columbite of the Black Hills, South Dakota. — Am. Journ. of Sc. May 1891, Vol. XLI.

Bömer A.: Beiträge zur Kenntnis des Quarzes. — Inaugural-Dissertation Münster. Stuttgart 1891.

Busatti L.: Sopra un aspetto nuovo del berillo elbano (Com. preventiva). — Proc. verbale della Soc. Tosc. di Sc. Nat. 1891, 5. luglio.

Cayeux L.: Sur l'existence d'un gisement de Blende et de Galène dans le département du Nord. — Annal. de la soc. géol. du Nord. Lille 1891, Tome XIX.

Cross W.: On Alunite and Diaspore from the Rosita Hills, Colorado. — Am. Journ. of Sc. June 1891, Vol. XLI.

English G. L. & Comp.: Supplement A to Catalogue of minerals. — New-York 1891.

Genth F. A.: Contributions to Mineralogy Nr. 50. — Am. Journ. of Sc. May 1891, Vol. XLI.

Hamberg A.: Mineralogische Studien. 15. Ueber den Rhodonit von der Grube Harstigen bei Pajsberg in Vermland. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. Bd. XIII.

Iddings J. P. and **Penfield S. L.**: The minerals in holow Spherulites of Rhyolite from Glade Creek, Wyoming. — Am. Journ. of Sc. July 1891, Vol. XLII.

Laspeyres H.: Mittheilungen aus dem mineralogischen Museum der Universität Bonn. IV. Theil. 21. Polydymit (Nickelwismuthglanz) von Grüneau, Siegen. 22. Antimonnickelglanz von der Landeskrone, Siegen. 23. Kupferantimonglanz von Wolfsberg, Harz. — Zeitschr. f. Krystallogr. 1891, XIX, 5.

Lemberg J.: Die Aufstellung des Mischungsgesetzes der Feldspäthe durch J. F. Hessel. (Briefl. Mitth. an C. A. Tenne.) — Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1891.

Leuze: Magnesit und Dolomit von Dissentis. — Ber. über die XX. Vers. des Oberrhein. geol. Ver. 1887.

Liebrich A.: Bauxit. — 28. Ber. d. oberh. Gesellsch. f. Natur- und Heilkunde.

Melville W. H.: On Alunite and Diaspore from the Rosita Hills, Colorado. — Am. Journ. of Sc. 1891, Vol. XLI.

Moyat E.: Die Granaten von Auerbach an der Bergstrasse. — Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde. Darmstadt 1890, IV. Folge, 11. Heft.

Pirsson L. V.: Gmelinite from Nova Scotia. — Am. Journ. of Sc. July 1891, Vol. XL.

Derselbe: Mineralogical notes. 1. Cerussite. 2. Hämatit. Cassiterit. 3. Gyps. 4. Pennine. 5. Mordenit. — Am. Journ. of Sc. Nov. 1891, Vol. XLII.

Sauer A. und Ussing N V.: Ueber einfachen Mikroklin aus dem Pegmatit von Gasern unterhalb Meissen. — Zeitschr. f. Krystallogr. XVIII, 2 u. 3.

Schmidt A.: Mineralogische Mittheilungen. 1. Zirkon, Almandin, Epidot aus Australien. 2. Pyrit aus der Umgegend von Porkura, Hunyáder Comitat. — Természetrajzi Füzetek. Budapest 1890, Vol. VIII, Parte 4.

Tscherne M.: Bleiniere nach Bournonit von Litica in Bosnien. — Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1891, Nr. 10.

Zimányi K.: Mineralogische Mittheilungen. 1. Ueber Brookit aus Tirol. 2. Ueber eine Limonit-Pseudomorphose vom Budapester kleinen Schwabenberg. — Földtani Közlöny. Bd. XXI.

Petrographie und Geologie.

Bauer M.: Der Basalt vom Stempel bei Marburg und einige Einschlüsse desselben. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1891, Bd. II.

Blaas J.: Notizen über diluvio-glaciale Ablagerungen im Innthale. — Ber. d. naturw.-med. Vereines in Innsbruck. Jahrg. 1890/91.

Bucca L.: L'età del granito di Monte Capanne (isola d'Elba). — Rend. della real. Accad. dei Lincei. 1891, Vol. VII, 2. Sem., fasc. 8.

Busatti L.: Appunti stratigrafici e paleontologici sopra Vallebbiaia comune di Fauglia in provincia di Pisa. — Atti della Soc. Tosc. di Sc. Nat. Memorie. 1891, Vol. XII.

Canaval R.: Beiträge zur Kenntnis der Gesteine und Erzlagerstätten des Weissenbachthales in Oberkärnten. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1890, Bd. XL, 3. u. 4. Heft.

Derselbe: Notizen über Eisenstein-Bergbau Oberkärntens. — „Carinthia.“ 1891, II, Nr. 1.

Cayeux L.: Mémoire sur la craie grise du nord de la France. — Annal. de la soc. géol. du Nord. 1890, Tome XVII, pag. 105.

Derselbe: Ondulations de la craie de la feuille de cambrai et rapports de la structure ondulée avec le système hydrographique de cette carte. — Annal. de la soc. géol. du Nord. Lille 1890, Tome XVII.

Derselbe: Coup-d'oeil sur la composition du crétacé des environs de Péronne. — Annal. de la soc. géol. du Nord. Lille 1890, Tome XVII.

Derselbe: Composition minéralogique des Sables glauconieux landéniens du Nord de la France. — Annal. de la soc. géol. du Nord. Lille 1891, Tome XIX.

Derselbe: La craie du Nord est bien un dépot terrigène. Sur un calcaire moderne concrétionné avec diatomées de St. Nectaire-le-bas (Puy-de-Dôme). — Annal. de la soc. géol. du Nord. Lille 1891, Tome XIX.

Derselbe: Diffusion des trois formes distinctes de l'oxyde de Titane dans le crétacé du Nord de la France. — Annal. de la soc. géol. du Nord. Lille 1891, Tome XIX.

Derselbe: Étude micrographique du Tuffeau à Cyprina planata du Nord de la France et de la Belgique. — Du role des Diatomées dans la formation de ce Tuffeau. — Annal. de la soc. géol. du Nord. Lille 1891, Tome XIX.

Chelius C.: Zur Benützung des Methylenjodids. — Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde. Darmstadt 1890, IV. Folge, Heft 11.

Cohen E. und Decke W.: Ueber Geschiebe aus Neu-Vorpommern und Rügen. — Mitth. d. naturw. Ver. f. Neu-Vorpommern und Rügen. 1891, 23. Jahrg.

Cross W.: Constitution and Origin of Spherulites in Acid Eruptive Rocks. — Philos. Soc. of Washington, Bull. 1891, Vol. XI.

Doss B. und Johanson E.: Der Meteorit von Misshof vom $\frac{29.\text{ März}}{10.\text{ April}}$ 1890. — Arb. d. Naturf.-Ver. zu Riga. 1891, Neue Folge, Heft 7.

Duparc L. et Mrazec L.: Recherches sur les roches étrangères enfermées dans la Protogine erratique du Mont-Blanc. — Arch. Sc. phys. et nat. troisième per. Juin 1891, Tome XXV.

Fletcher L.: On the Mexican Meteorites. — Min. Mag. Vol. IX, Nr. 42, pag. 91.

Foullon H. B.: Ueber Gesteine und Minerale von der Insel Rhodus. — Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien. Math.-naturw. Cl. März 1891, Bd. C, Abth. I.

Iddings J. P.: Spherulitic Crystallization. — Philosoph. Soc. of Washington, Bull. Vol. XI, pag. 445—64.

Katzer F.: Zur geologischen Beurtheilung der Trinkwässer von Wrschowitz bei Prag. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1891, Bd. XLI, Heft 1.

Kimball J. P.: Genesis of Iron-ores by Isomorphous and Pseudomorphous Replacement of Limestone etc. — Am. Journ. of Sc. Sept. 1891, III. Ser., Vol. XLII, Nr. 249.

Lacroi A.: *A.* Enclaves dans les roches volcaniques: 1. Sur les enclaves des trachytes du Mont-Dore. 2. Sur les enclaves de la Phonolite du Mont-Dore. 3. Sur les enclaves des Basaltes du Mont-Dore etc., sur un phénomène de contact de basalte et de granite. — *B.* Sur les Andésites à hypersthène du Cantal. — Bull. de la Soc. géol. de France. 1891, III. série, Tome XIX.

Leverett F.: Pleistocene Fluvial Planes of Western Pennsylvania. — Am. Journ. of Sc. Sept. 1891, III. Ser., Vol. XLII, Nr. 249.

Loewinson-Lessing F.: Note sur la structure des roches éruptives. — Bull. de la Soc. Belge de Géol. 1889, Tome III.

Derselbe: Deuxième note sur la structure des roches éruptives. — Bull. de la Soc. Belge de Géol. 1891, Tome V.

Lossen K. A.: Gabbro aus dem Steinbruche oberhalb des Bärensteines im Radauthale mit Bänderstructur. — Quarzporphyrgänge an der Unter-Nahe im Palatinit oder Tholeyit und das räumliche Verhalten der Eruptivgesteine des Saar-Nahe-Gebietes zum Schichtenbau. — Andalusitkrystalle von Kolebora und Sellenberg im Harzburger Forst. — Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. Jahrg. 1891.

Michel-Lévy M. A.: Notes sur la chaine de Puys, le Mont-Dore et les éruptions de la Limagne. — Bull. de la Soc. géol. de France. Paris 1891, III. série, Tome XVIII, pag. 688.

Negri G. B.: Studio micrografico di alcuni Basalti dei colli Euganei. — Atti d. Soc. Veneto-Trentina di Sc. Nat. Padova 1891, Vol XII, Fasc. II.

Osann A.: Ueber den geologischen Bau des Cabo de Gata. — Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1891, XLIII, 2.

Derselbe: Ueber Zwillingsbildung an Quarzeinsprenglingen aus liparitischen Gesteinen des Cabo de Gata. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1891, Bd. I.

Passarge S.: Das Röth im östlichen Thüringen. — Inaugural-Dissertation. Jena 1891.

Petersen J.: Der Boninit von Peel Island. (Nachtrag zu den Beiträgen zur Petrographie von Sulphur Island u. s. w.) — Jahrb. d. Hamburgischen wissensch. Anstalt. 1891, VIII.

Rinne F.: Ueber Olivin und Plagioklasskelette. — Neues Jahrb. f. Min. 1891, Bd. II.

Rosiwal A.: Geologische Untersuchungen im centralen Balkan von F. Toula. III. Petrographischer Theil. — Wien 1890, LVII. Bd. d. Denkschr. d. math.-naturw. Cl. d. k. Akad. d. Wissensch.

Roth J.: Die Eintheilung und die chemische Beschaffenheit der Eruptivgesteine. — Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. Jahrg. 1891, XLIII, 1.

Rutley F.: On composite Spherulites in Obsidian, from Hot-Springs, near Little Lake, California. — Quarterly Journ. of the geol. Soc. for August 1890, Vol. XLVI.

Salisbury R. D.: A Further Note on the Age of the Orange Sands. — Am. Journ. of Sc. Sept. 1891, III. Ser., Vol. XLII, Nr. 249.

Salomon W.: Ueber einige Einschlüsse metamorpher Gesteine im Tonalit. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1891, Beil.-Bd. VII.

Sandberger F. v.: Ueber den Erzgang der Grube Sagra Familia in Costarica und dessen Bedeutung für die Theorie der Erzgänge. — Sitzungsber. d. math.-phys. Cl. d. k. bayer. Akad. d. Wissensch. 1891, Bd. XXI, Heft 2.

Sauer A.: „Zur Lössfrage." — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1890, Bd. II.

Derselbe: Der Granitit von Durbach im nördlichen Schwarzwalde und seine Grenzfacies von Glimmersyenit (Durbachit). — Mitth. d. grossh. badischen geol. Landesanstalt. Bd. II.

Sauer A. und Chelius C.: Die ersten Kantengeschiebe im Gebiete der Rheinebene. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1890, Bd. II.

Schwippel K.: Die ersten Anfänge geologischer Untersuchungen bis zum 18. Jahrhunderte. — Gaea 1890.

Sederholm J. J.: Beskrifning till kartbladet Nr. 18. Tammela. — Finlands geol. undersökning. Helsingfors 1890.

Streng A.: Uebersicht der eruptiven Gesteine der Section Giessen. — Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde. Darmstadt 1890, IV. Folge, Heft 11.

Wolff H.: Beiträge zur Kenntnis der basaltischen Gesteine des Knüllgebietes (Kurhessen). — Inaugural-Dissertation Erlangen. München 1890.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp in Wien.

XXI. Zur Geologie der massigen Gesteine der Insel Cypern.

Von **Alfred Bergeat** in München.

Mit 4 Figuren im Text und 2 Tafeln.

Cypern, mit einem Flächeninhalte von 173 Quadratmeilen die drittgrösste unter den Inseln des mittelländischen Meeres, ist in seiner Gestalt bestimmt durch zwei Gebirge, ein im Norden verlaufendes Kettengebirge und ein im Süden sich erhebendes Massengebirge. Zwischen den beiden Erhebungen erstreckt sich von Westen nach Osten eine breite Ebene.

Der nördliche Gebirgszug, die „Nordkette", wie ich ihn für die Folge bezeichnen will, verläuft in einem weit gegen Norden geöffneten, ungefähr 170 Kilometer langen Bogen parallel der Küste, an welche er so nahe herantritt, dass ein nur wenige Kilometer breiter Ufersaum an seinem Fusse sich hinzieht. Nach ihrer geologischen Zusammensetzung und ihrem orographischen Baue lassen sich zwei Theile der Nordkette unterscheiden. Die ungefähr 95 Kilometer lange westliche Hälfte, die Nordkette im engeren Sinne, besteht aus einem schroffen, fast ununterbrochen verlaufenden Kamme von harten Kalken, deren Ansehen ungefähr dem unseres alpinen Dachsteinkalkes entspricht. Im Süden wie im Norden ist diesem Kamme eine Zone von braungrauen, wohlgeschichteten Sandsteinen und Mergeln vorgelagert, aus welchen insbesondere im Süden der Kette die Erosion eine Unzahl niedriger kuppenförmiger und fast vollkommen vegetationsloser Hügel geformt hat. Dieser westliche Abschnitt enthält nahe der Hauptstadt der Insel, Nicosia, die höchsten Erhebungen

der Kette, als deren bedeutendste der Kórnos[1]) mit 1019 Meter[2]), sowie der Buffavento mit 955 Meter genannt seien. Der östliche Abschnitt der Kette erreicht nur geringe Höhe; er ist als die Fortsetzung der südlichen Sandsteinzone aufzufassen und besteht aus niedrigen Erhebungen, welche in nordöstlichem Verlaufe den Karpás, jene schmale Landzunge durchziehen, in die Cypern gegen den Busen von Iskenderun verlängert erscheint. Ich bezeichne ihn in der Folge als das Hügelland des Karpás.

Jenseits der 30—40 Kilometer breiten Mesoréa, „der Ebene zwischen den Bergen", erhebt sich das südliche Massengebirge, das ich nach seinem höchsten Gipfel, dem 1952 Meter hohen Tróodos, dem cyprischen Olympos, wie er auch genannt wird, das Tróodosgebirge nennen will. Dasselbe besteht in seinem nördlichen höheren Theile aus Eruptivmassen, denen im Süden und Osten weisse, kreideartige Kalke aufgelagert sind: durch Erosion der letzteren treten die Eruptivmassen an verschiedenen Stellen hervor. Stellt die Nordkette ein im allgemeinen wasserarmes, fast thalloses Gebirge dar, dessen Felsen und Sandsteinhügel nur von einer dürftigen, strauchartigen Vegetation überkleidet sind, so erscheint das Tróodosgebirge als ein richtiges Massengebirge, aufgebaut aus zahlreichen Bergrücken und Kämmen, zwischen denen ebenso viele meist ziemlich tiefe Thäler nach den verschiedensten Richtungen verlaufen. Wein wird in grossen Mengen gepflanzt und die grösseren Erhebungen des Berglandes tragen oft herrliche Nadelwaldungen. Trotz des fast verwirrenden Wechsels im Relief dieses Gebirges, welcher für den Reisenden eine Orientirung oft sehr erschwert, lässt sich doch auch im Tróodosgebirge eine ziemlich genau von Westnordwest nach Ostsüdost, von Pomó nach dem Stavro-Vuni („Kreuzberg") verlaufende Linie feststellen, auf welcher die bemerkenswertesten Erhebungen des Gebirges und überhaupt der ganzen Insel liegen. Letztere gehören sämmtlich der Region der massigen Gesteine an; es folgen

[1]) Die Nomenclatur und die Höhenangaben sind der englischen, unter Leitung von H. H. Kitchener aufgenommenen Karte von Cypern (Maassstab 1 : 63.360) entnommen. Wo es nothwendig schien, habe ich die Schreibweise der deutschen Aussprache angepasst.

[2]) Streng genommen entspricht diese Höhe nicht dem Kórnos, der den westlichsten Gipfel der Nordkette bildet, sondern einem 3 Kilometer östlich davon gelegenen, auf der englischen Karte nicht weiter benannten Punkte.

sich von Westen nach Osten der Tróodos mit 1952 Meter, Adelphí mit 1617 Meter, Papúza 1562 Meter und die Kiónia beim Kloster Macherá mit 1425 Meter. Durch eine Einsenkung von den westlichen Bergen getrennt, bildet der Stavro-Vuni mit 689 Meter die östlichste namhafte Erhebung des Tróodosgebirges.

Das südliche Massengebirge entsendet eine grössere Anzahl von Flüssen nach den verschiedensten Richtungen. Es ist das Quellgebiet der beiden grössten Flüsse des Landes, des Seráchis und des Pediaéos, welche beide in ihrem Unterlaufe, dieser in westöstlicher, jener in der entgegengesetzten Richtung die Mesoréa durchströmen. Letztere ist insbesondere im östlichen Theil der Insel eine vollkommene Ebene von fast steppenartigem Charakter. In der Mitte der Insel, nahe Nicosía, erheben sich aus derselben eine Anzahl eigenthümlicher Tafelberge, welche aus horizontalen Bänken pliocäner Sande und Mergel bestehen und ihre regelmässige Gestaltung einer verschiedenen Verwitterung der wechselnden härteren und weicheren Bänke verdanken. Ein Ritt durch jenen Theil der Mesoréa ist nicht ohne Reiz: ist schon der Contrast zwischen den im Süden und Norden aufsteigenden Gebirgen ein höchst eigenthümlicher, so verleihen auch die Tafelberge mit ihrer mannigfachen Gestaltung, bald bis zu regelmässigen Kegeln geschwunden, bald breitere, an den Rändern steil abfallende Plateaux bildend, der sonst so einförmigen Ebene einen eigenthümlichen Charakter.

Vorliegende Arbeit ist nicht die erste, welche sich mit den geologischen Verhältnissen Cyperns befasst, denn schon seit mehr als dreissig Jahren ist die Insel für den Geologen keine terra incognita mehr. Im Jahre 1853 bereiste Albert Gaudry im Auftrage der französischen Regierung die Insel mit der speciellen Aufgabe, die ökonomische Bedeutung derselben zu untersuchen. Seine mit grossem Fleisse angestellten geologischen Beobachtungen sind heute noch die Grundlage für die geologische Kenntnis der Insel.[1]) Die Reise der beiden Naturforscher F. Unger und Th. Kotschy, welche zehn Jahre nach Gaudry die Insel besuchten, förderte nur wenig die Kenntnis der geologischen Natur derselben. Das von ihnen

[1]) Albert Gaudry, Géologie de l'île de Chypre. Mémoire présenté à la Société géologique de France, le 14 novembre 1859. Soc. géol. 2. sér. T. VII, no 3.

mitgebrachte Gesteinsmaterial wurde eingehender von F. Zirkel untersucht.[1])

Als ich im Frühjahre des Jahres 1890 zehn Wochen auf der Insel zum Zwecke geologischer Studien verweilte, hatte ich mir die Untersuchung der geologischen Verhältnisse in der Nordkette zur besonderen Aufgabe gemacht. Ich hoffte die Zweifel über das Alter der derben weissen Kalke, dessen sichere Bestimmung weder Gaudry noch seinen Nachfolgern geglückt war, auf einer grösseren Reihe von Streifzügen durch das Gebirge heben zu können. Ich verwandte den grösseren Theil meiner Zeit auf die Lösung stratigraphischer Fragen, ohne dieselben jedoch bei dem vollständigen Mangel von wohlerhaltenen Fossilien in den älteren Formationen ihrer sicheren Beantwortung viel näher zu bringen. Während der kurzbemessenen Zeit von fünfzehn Tagen bereiste ich zum Schlusse meines Aufenthaltes das Südgebirge, wo ich den grössten Theil der Gesteine sammelte, deren Betrachtung die vorliegende Arbeit gewidmet ist. Sind schon zehn Wochen eine kurze Frist, wo es sich um die Untersuchung eines Gebietes handelt, das dem bayerischen Kreise Schwaben und Neuburg an Grösse gleich ist, so würde vollends die Zeit von fünfzehn Tagen, welche ich dem Studium des zwei Drittheile der Insel bedeckenden Tróodosgebirges zuwenden durfte, gänzlich unzureichend erscheinen, wenn nicht die grosse Einförmigkeit und die geringe Abwechselung im Vorkommen der zu betrachtenden Gesteine das Studium derselben vereinfacht hätte.

Eine wesentliche Förderung erfuhren meine Untersuchungen durch das freundliche Interesse, welches denselben durch meine hochverehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. Groth, in dessen mineralogischem Institute die Arbeit ausgeführt wurde, und Herrn Prof. Dr. v. Zittel, dem ich die Anregung zu derselben verdanke, entgegengebracht wurde, und für welches ich hier meinen wärmsten Dank ausspreche. Auch möchte ich an dieser Stelle die Gelegenheit ergreifen, Herrn Dr. E. Weinschenk für das liebenswürdige Entgegenkommen zu danken, mit welchem er mir bei den mikroskopischen Untersuchungen zur Seite stand. Mit grosser Bereitwilligkeit

[1]) F. Unger und Th. Kotschy. Die Insel Cypern, ihrer physischen und organischen Natur nach, mit Rücksicht auf ihre frühere Geschichte geschildert. Wien, 1865.

hat endlich mein Freund, Herr Cand. rer. nat. Victor Rothmund, verschiedene chemische Analysen vorgenommen.

Uebersicht über die Geologie der sedimentären Gesteine.

Der geologische Bau der Insel Cypern ist infolge der Armut und des schlechten Erhaltungszustandes der Versteinerungen in den Sedimentärgesteinen einerseits, anderseits wegen der tiefgreifenden Zersetzungserscheinungen in den massigen Gesteinen schwer zu studieren. Um annähernd das Alter der Sedimentärgesteine zu bestimmen, ist man manchmal gezwungen, ihren petrographischen Charakter mit demjenigen benachbarter Ablagerungen des asiatischen Festlandes zu vergleichen.

Bevor ich mit der eingehenden Besprechung der eruptiven Gesteine beginne, möchte ich im Folgenden eine Beschreibung der am Aufbau der Insel theilnehmenden sedimentären Gesteine vorausschicken; sie soll unabhängig von den Mittheilungen früherer Beobachter in Kurzem die Resultate meiner in dieser Richtung angestellten Untersuchungen zusammenfassen.

Auf der Insel sind die Ablagerungen folgender Perioden zu erkennen:

a) Kreide,
b) Eocän,
c) Miocän,
d) Pliocän,
e) Quartär.

a) Kreide. Die ältesten auf Cypern zu Tage tretenden Sedimente sind die dichten Kalke, welche die Mittelzone der Nordkette und deren höchste Gipfel aufbauen. Das Auftreten älterer Gesteine, wie z. B. von Glimmerschiefer, wurde nicht mit voller Sicherheit im Anstehenden nachgewiesen; am Kloster Ajios Chrysóstomos, wo ich ein solches Vorkommen beobachtete, findet sich der Glimmerschiefer in Gesellschaft mit Eruptivgesteinen und ist so untergeordnet, dass sein Erscheinen leicht mit letzteren in Beziehung gebracht werden kann. Auch Gaudry erwähnt ein derartiges Gestein, von welchem er ein Stück aus den akamantischen Bergen erhielt; da

auch in diesem Theil der Insel Eruptivgesteine ziemlich verbreitet sind, so darf ich wohl annehmen, dass der von Gaudry erwähnte Schiefer ebenfalls durch Eruptionen aus der Tiefe emporgehoben wurde.

Die Kalke der Nordkette besitzen eine weisse, hellgraue oder fast schwarze Farbe und besonders in den dunkleren Varietäten eine breccienartige Structur. Da letztere sich überall, auch in denjenigen Kalken wiederfindet, welche die höchsten Gipfel des Gebirges aufbauen, so darf man aus derselben auf gewaltige dynamische Vorgänge schliessen, welche zu einer vollkommenen Zertrümmerung des Gesteines geführt haben; es liegt nahe, diese Erscheinung mit den Kräften in Zusammenhang zu bringen, welche die steile Aufrichtung der Kalkmassen bewirkten.

Nur die helleren Kalke zeigen mitunter Andeutungen einer Schichtung, welche sich jedoch nie weit verfolgen lässt, während den dunkleren Arten ein massiger Charakter eigenthümlich ist. Erstere bilden insbesondere den östlichen Theil des Gebirgskammes und scheinen da, wo sie mit den dunkleren Varietäten zusammen auftreten, die äusseren Theile der Kalkzone einzunehmen. Die schwärzlichen Gesteine besitzen ihre grösste Entwicklung im westlichen Theile der Kette und machen z. B. bei Kythraea, wo die Kalkzone ihren grössten Durchmesser von etwa 3 Kilometer erreicht, die Hauptmasse der letzteren aus.

Die Tektonik dieser Gesteine ist eine eigenthümliche; der Kamm des Gebirges besteht aus steil aufgerichteten, oft senkrecht einfallenden Kalkschollen, welche im einfachsten Falle in der Richtung der Axe des Gebirges eine fortlaufende Reihe darstellen, oder, wo die Kalkmassen zu mächtigerer Entwicklung gelangten, in Reihen hinter einander gelagert sind. Zwischen den so gebildeten Riegeln können sich Sedimente jüngerer Formationen finden, welche ebenfalls einen Theil der Störungen der Mittelzone erfahren haben.

Von mehreren untersuchten Kalken enthielt ein graues Gestein aus der Nähe von Ajios Chrysóstomos eine grössere Menge kohlensaurer Magnesia, während sich das schwarze, von Unger als Dolomit bezeichnete Gestein vom Pentadáktylos als frei von Magnesia erwies.

Bis jetzt konnte das Alter dieser Gesteine auf Grund von Fossilienfunden noch nicht sichergestellt werden. Ein Vergleich ihres Auftretens mit dem der benachbarten Kalkgebilde im nörd-

lichen Syrien führt zu der kaum anzuzweifelnden Annahme, dass die Gesteine der Nordkette der oberen Kreide angehören. Schon Gaudry hat dieselben der Kreideformation zugerechnet, während Unger ein jurassisches Alter derselben annimmt, indem er die Kalke des Buffavento und des Pentadáktylos [1]) bei Kythraea mit den Aptychen-Kalken der Alpen vergleicht.

Vollkommen isolirt von den übrigen Kalkmassen und durch ihr petrographisches Aussehen und ihren grossen Fossilienreichthum von ihnen verschieden sind die ausserordentlich dichten, weissen Kalke, welche das Vorgebirge Cap Greco im Osten der Insel bilden und sich dann in einem felsigen, 200 Meter hohen Bergrücken gegen Nordwesten nach Paralimni fortsetzen.

Das Cap Greco bildet ein 121 Meter hohes [2]), oben fast ebenes Plateau, das in vier schmalen Terrassen steil gegen das Meer abstürzt. Die massigen Gesteine sind ausserordentlich reich an Korallen und enthalten nicht selten Steinkerne von Bivalven; im Dünnschliff zeigen sie sich erfüllt von Kalkalgen und Foraminiferen. Leider sind die Fossilien so schlecht erhalten, dass z. B. die Bestimmung der Korallen zu sehr abweichenden Resultaten führte: Gaudry erklärt dieselben für *Astraea Guettardi Defr.* und damit die Kalke für miocän, während Reuss, der das von Unger und Kotschy mitgebrachte Material untersucht hat, mit Sicherheit die Gattungen *Favia* und *Stylina* bestimmte; er schloss hieraus auf ein cretaceisches, oder, was noch wahrscheinlicher sei, auf ein oberjurassisches Alter der Kalke vom Cap Greco.

Herr Dr. R. Schäfer hatte die Güte, die von mir mitgebrachten Korallen einer mikroskopischen Betrachtung zu unterwerfen und erkannte in ihnen die Gattungen *Diplocoenia From.* und *Cryptocoenia D'Orb.*; er hält ebenfalls ein oberjurassisches Alter für sehr wahrscheinlich.

Eine genaue Untersuchung der Nulliporen und Foraminiferen war bis jetzt noch nicht möglich.

Der petrographische Charakter und der grosse Fossilienreichthum dieser Kalke weicht so bedeutend von den Gesteinen der Nordkette ab, dass eine Gleichaltrigkeit mit den letzteren wohl ausgeschlossen sein dürfte.

---

[1]) a. a. O. 21—22.

[2]) Nach einer zweimaligen barometrischen Messung.

Eine ziemlich untergeordnete Bedeutung besitzen graue, dichte, oft stark verkieselte Kalke, welche sich in die Serpentine des Tróodos-Gebirges eingelagert finden und, ihrem Aussehen nach zu schliessen, identisch mit den Kalken der Nordkette sein dürften.

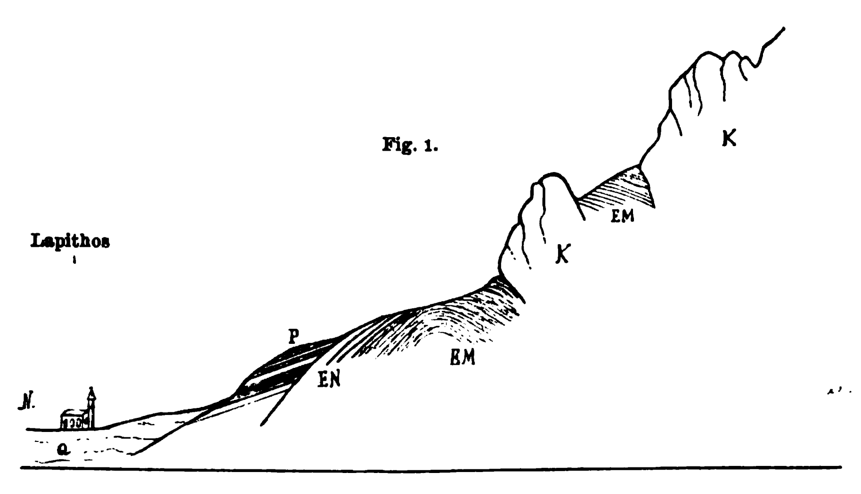
b) Eocän. Wendet man sich vom Studium dieser Gebilde, welche man wohl mit Recht als Kreidekalke bezeichnen darf, der Betrachtung der nächstjüngeren Sedimente zu, so erkennt man in den discordanten Lagerungsverhältnissen, dass die Ablagerung der beiden Sedimente keine continuirliche war, dass vielmehr zwischen der cretaceischen und eocänen Periode Störungen stattgefunden haben müssen. Die Verbreitung des Eocäns auf der Insel ist eine nur geringe; es ist deshalb leicht erklärlich, dass die Gesteine dieser Formation von den früheren Beobachtern verkannt oder ganz übersehen wurden.

Gaudry und Unger sind eigenthümlicher Weise nummulitenführende Schichten auf der Insel unbekannt geblieben. Keiner von den beiden Forschern hat die mit Nummuliten erfüllten Kalkblöcke bemerkt, welche in nächster Nähe des von ihnen besuchten Ortes Kythraea im Süden der Nordkette Antheil nehmen an der Bildung ziemlich bedeutender Geröllablagerungen; allerdings ist es auch mir nie gelungen, diese marmorartigen mit grossen Nummulitenformen erfüllten Kalke auf der Insel anstehend vorzufinden. Hingegen weist der westliche Theil des Gebirges bei Lápithos sehr gut aufgeschlossene Bänke verkieselter Kalke auf, welche kleine Formen von Nummuliten in grosser Menge enthalten und discordant gegen das Kalkgebirge einfallen. Im Zusammenhange mit diesen Nummulitenschichten fand ich lichtgrüne, schieferige, versteinerungsleere Mergel, welche erstere scheinbar unterlagern und in der ganzen Nordkette eine ziemlich ausgedehnte Verbreitung besitzen. Sie erscheinen fast stets an Stellen gebunden, wo plutonische Massen zu Tage treten, und aus diesem Grunde hielten Gaudry und Unger diese Mergel für Gebilde, welche der Contact der Eruptivmassen und der Kreidekalke erzeugt hätte.

Die eocänen Ablagerungen nehmen nur geringen Antheil am Aufbaue der Insel. Ich kenne nummulitenführende verkieselte Kalke anstehend nur aus der Umgebung von Lápithos; dass dieselben indess wenigstens als Grundlage der jüngeren Sedimente eine weite Verbreitung besitzen müssen, bewies mir ein von den Serpentinmassen

bei Pejia an der Südküste emporgehobener Block dieses Gesteins. Die grünlichen Mergel beobachtete ich allenthalben in der Nordkette westlich des Pentadáktylos, und sie besitzen ihre stärkste Entwicklung am Westabfalle des Gebirges, wo sie stellenweise die sonst überall entwickelten miocänen Sandsteine fast verdrängen. Die Grenze zwischen den eocänen und Kreideablagerungen ist oft gekennzeichnet durch die Spuren gewaltiger dynamischer Vorgänge. So zeigen die steilaufgerichteten Schollen des Kreidekalkes oft glatte Rutschflächen, oder, wie z. B. oberhalb des Sinai-Klosters bei Vasilia am West-

Fig. 1.



Profil durch die Nordkette bei Lapithos.

K = Kreidekalke. *EM* = Eocäne grünliche Mergel. *EN* = Nummulitenführende verkieselte Kalke. *P* = Conglomerate von weissen Kalken, dazwischen Glimmerblättchen, sowie dünne Sandsteinbänke, wahrscheinlich Unter-Pliocän. *Q* = Grobkalke und Tuffe mit Tropfsteinbildungen und Blattabdrücken, Quartär.

absturz des Kettengebirges, sind die über die eocänen Mergel überhängenden Kalkfelsen überzogen von einer Reibungsbreccie, welche inmitten eines kalkigen Cements eckige Stücke des Kreidekalkes enthält. Eine eigenthümliche Wechselfolge von eocänen Mergeln mit Schollen des compacten Kalkes liess sich bei Lápithos und am Sinai-Kloster beobachten; beide Formationen liegen hier discordant gegen einander.

Durch die Discordanz dieser und der cretaceischen Ablagerungen dürfte mit Bestimmtheit die Ungleichartigkeit der von Gaudry und Unger verkannten Mergel und der Kreidekalke dargethan

sein; ihr gemeinsames Vorkommen mit nummulitenführenden Schichten jedoch charakterisirt sie als Eocän.

c) Miocän. So gering die Bedeutung der eocänen Ablagerungen für den Gebirgsbau der Insel ist, so mächtig ist die Entwicklung des Miocäns, dessen Sedimente neben eruptiven Massen die wichtigste Rolle bei der Bodengestaltung Cyperns spielen.

Die wichtigsten Bestandtheile des miocänen Schichtencomplexes sind gelb- oder graubraune Sandsteine und concordant darüber gelagerte weisse, wohlgeschichtete, kreideartige Kalke; nicht überall vertreten sind die Mergel und Gypse, welche oft zwischen die Sandsteine einerseits und Kalke anderseits eingelagert sind.

Die unteren Glieder des Miocäns haben ihre hauptsächlichste Verbreitung in der Nordkette. Der lange, von Kreidekalken gebildete Grat der Nordkette ragt hervor aus gelbbraunen, mehr oder minder dickbankigen Sandsteinen, welche im Süden und Norden seine Hänge mantelartig bedecken. Im niedrigeren östlichen Theile der Nordkette scheinen stellenweise die nördlichen und südlichen Sandsteinmassen sich

Fig. 2.

Profil durch die Nordkette (Südabhang) bei Ajios Crysóstomos.
Horizontalmaasstab = 1 : 40000. Verticalmaasstab = 1 : 20000.
K = Kreidekalk. *M* = Miocäner Sandstein. *Br* = Kreidekalkbreccie. †† = Stellen, wo die Erosion der Breccie die Andesite blossgelegt hat.
P = Andesit und Tuff. *A* = Quartär.

über den Kalken zu schliessen, so dass der fortlaufende Kamm der Felsklippen eine Unterbrechung erleidet. Die Lagerung der Sandsteine hat mannigfache Störungen erfahren; im Süden der Kette lassen dieselben, namentlich bei Ajios Chrysóstomos und Kythraea, deutliche Faltungserscheinungen beobachten. Sie scheinen in unmittelbarer Nähe des Gebirgskammes stets gegen die Kreidekalke einzufallen. Im Norden des Gebirges sind sie grossentheils durch Breccie und marine, quartäre Bildungen verdeckt, während im Süden, besonders schön bei der Hauptstadt Nicosía, die auswaschende Wirkung vieler Wasserläufe eine Unzahl gerundeter Hügel aus dem wenig widerstandsfähigen Materiale geformt hat.

Im Süden der Insel finden sich die miocänen Sandsteine da, wo entweder in der Zone der weissen oberen miocänen Kalke die Thaleinschnitte tief genug sind, um noch die darunter ruhenden Sandsteinschichten an den Tag treten zu lassen, oder sie bedecken in Trümmern die Oberfläche der allenthalben auftretenden Serpentinmassen. Wo ich sie im Südtheil der Insel beobachtete, unterscheiden sie sich wesentlich von den weicheren Sandsteinen der Nordkette durch ihre mehr braunrothe Färbung und ihre Verkieselung; Gaudry vergleicht deshalb auch ihr Aussehen mit dem des Holzes vom versteinerten Walde bei Cairo.

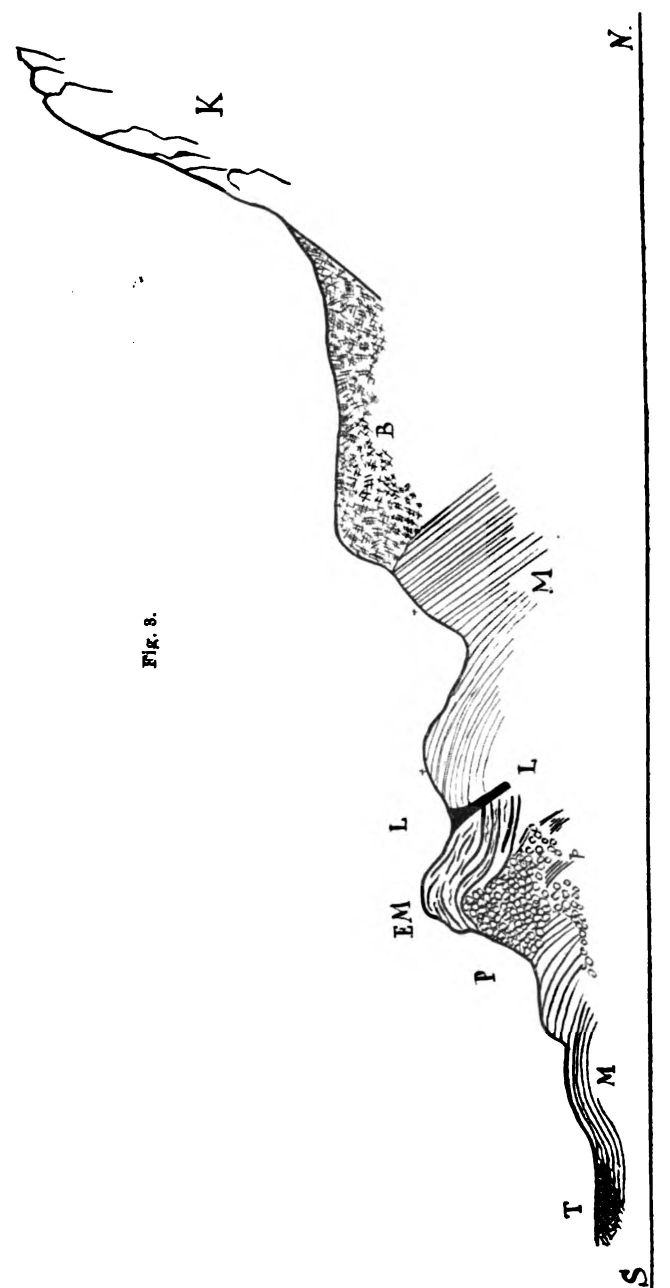
Stellenweise finden sich in Gesellschaft mit den Sandsteinen im Norden der Insel Conglomerate vor, welche zum Theil ähnliche Lagerungsverhältnisse zeigen, weshalb man geneigt sein könnte, dieselben für gleichalterig mit den Sandsteinen zu halten. So liegt am Nordende des Dorfes Kythraea, westlich des Punktes 792 auf Kitchener's Karte ein Geröllhügel, welcher zusammengesetzt ist aus gerundeten Trümmern eines marmorartigen, oft nummulitenführenden Kalkes, aus Geröllen eines gabbroähnlichen Gesteines und aus Sanden, welche durchaus an das Gestein der umgebenden Hügel erinnern. Wo die Gerölle eine Schichtung erkennen lassen, sind die Bänke aufgerichtet. Auffallender Weise finden sich trotz der unmittelbaren Nähe der compacten dunklen Kreidekalke verhältnismässig wenig der Nordkette entstammende Gerölle in diesen Ablagerungen. Der Bach, welcher Kythraea durchströmt und heute die ausserordentliche Fruchtbarkeit des von ihm bewässerten Thales bedingt, entspringt am Nordende des Dorfes wie viele von den übrigen Wasserläufen der Nordkette den Breccienmassen, welche die Gehänge des Gebirges bedecken, und kann deshalb unmöglich jene

Gerölle mit sich geführt haben. Nach der heutigen Gestaltung der Nordkette ist die Annahme eines grösseren Wasserlaufes, der diese Ablagerungen abgesetzt hätte, ausgeschlossen; zudem scheinen die meisten Gesteine, welche jene Geröllmassen zusammensetzen, nach den bisherigen Beobachtungen der Insel fremd zu sein: man ist daher gezwungen, dieselben für Reste von Flussablagerungen zu halten, welche sich zu einer Zeit bildeten, wo die orographischen und geologischen Verhältnisse auf der Insel bedeutend von den heutigen verschieden waren. Aehnliche Verhältnisse finden sich auch am Nordabhange der Kette wieder.

Im südlichen Theile der Insel ist die Aufeinanderfolge der Sandsteine und der porösen Kalke meist eine unmittelbare. Im Norden dagegen sind die Sandsteine überlagert von grauen, oftmals röthlichen Mergeln, in die sie fast unmerklich übergehen. Stellenweise sind indess auch zwischen den Schichten des Sandsteines kalkige Schichten zu beobachten, welche ganz an die Kalke der obermiocänen Ablagerungen erinnern. Die grauen Mergel finden sich insbesondere im nordöstlichen Theile der Insel und nehmen dort neben den Sandsteinen am Aufbaue des Karpás-Hügellandes theil. Soweit ich das Streichen dieser Ablagerungen beobachten konnte, verläuft dasselbe meist nicht parallel der Südwest-Nordost-Richtung der Halbinsel, sondern zeigt eine quer dazu gegen Osten oder sogar Südosten verlaufende Richtung.

Unmittelbar auf den Sandstein im Süden, im Norden auf die grauen Mergel, folgt ein weicher, kreideartiger poröser Kalkstein, der stets eine sehr gute Schichtung zeigt. Im Norden sind die weissen Kalke auf der Karpás-Halbinsel nur spärlich ausgebildet. Um so verbreiteter ist ihr Vorkommen im Süden und Osten der Insel, wo sie die Hänge des Tróodos-Gebirges bedecken; die weissen Kalkberge sind arm an Vegetation, landschaftlich öde und wegen der grossen Heftigkeit, mit welcher die oft blendend weissen Gesteine die Sonnenhitze reflectiren, ein für den Reisenden keineswegs anziehendes Gebiet. Es dürfte schwer sein, die Gesammtmächtigkeit der weissen Kalke zu bestimmen, da einerseits die Erosion sicherlich die obersten der fast horizontal zu Tage liegenden Schichten entfernt hat, während anderseits Störungen das ursprüngliche Niveau derselben veränderten. So besitzen beim Kloster Chrysorrogiátissa die höchsten von Miocänkalken gebildeten Erhebungen

Fig. 3.



Profil südlich des Kokkinokrémnos bei Kythraea.

K = Kreidekalk am Kokkinokrémnos. *B* = Kreidekalkbreccie. *M* = Miocäner Sandstein. †† = Eingelagerte Bänke vom Habitus der obermiocänen Kalke. *L* = Liparitgang. *EM* = Grünliche, an krystallinem Kalke ziemlich reiche Mergel. *P* = Gerölle von Gabbro, Aktinolithgestein, Nummulitenkalk, wahrscheinlich Unter-Pliocän. *p* = Dünne Sandsteinbänke vom Aussehen des *M*. *T* = Röthlichgraue, thonige Massen, welche Vertiefungen in den *M* Schichten ausfüllen und wohl *P* gleichalterig sind.

die Höhe von ungefähr 1100 Metern. Man wird diesen Kalken immerhin eine Mächtigkeit von mindestens 200 Metern zusprechen dürfen.

Meist finden sich in Gesellschaft mit den weissen Kalken ziemlich bedeutende Lager von Gyps, welche an zahlreichen Orten abgebaut werden. Eine Reihe von Gypslagern begleitet unter anderem am Fusse der südlichen Sandsteinhügel den Verlauf der Nordkette vom Karpás bis zum Kloster Panteleímon, und insbesondere westlich von Lárnaka finden sich ausgedehnte Lager dieses Minerals. Die Structur des Gypses ist entweder eine grobkrystallinisch massige oder er tritt feinkörnig als Alabaster in wohlgeschichteten Bänken zu Tage.

Es erübrigt noch, über die Altersbestimmung der eben besprochenen Gesteine, welche ich als Miocän bezeichnet habe, einige Worte zu sagen. Die miocänen Schichten Cyperns sind sehr arm an Fossilien. In den grauen Sandsteinen fand ich in einer kalkreichen Schicht bei Ajios Amvrósios (an der Nordküste) sehr schlecht erhaltene organische Reste, darunter besonders häufig Deckel von *Turbo*. Bei Ajios Chrysóstomos finden sich in einer kalkigen Bank Trümmer von *Pecten*, Seeigelstacheln und Bryozoen, sowie Foraminiferen. Abdrücke von Bivalven und Gastropoden habe ich bei Limasso angetroffen, und ein dichter Kalk, der sich in die miocänen Kalke vom Kloster Omodos eingesprengt findet, enthält eine *Heterostegina* und Reste von Seeigeln. Einen schlechten Abdruck einer Koralle fand ich in einer von plutonischem Gestein umschlossenen Scholle des weissen Kalkes bei Limni. Alle Fossilien befinden sich in einem sehr schlechten Erhaltungszustande.

Das miocäne Alter der weissen Kalke steht wohl trotz der Armut an Versteinerungen, welche ihnen eigen ist, ausser Zweifel. Schon Gaudry hat auf die Aehnlichkeit dieser Gesteine mit den miocänen Schichten, welche auf dem gegenüberliegenden Festlande eine grosse Rolle spielen, aufmerksam gemacht und sie ebenfalls unbedenklich als Miocän erklärt. Auch Herr Dr. Blanckenhorn, welcher die Güte hatte, das von mir mitgebrachte Material durchzusehen, sprach sich für eine Identität der weissen Kalke von Cypern mit verschiedenen obermiocänen Vorkommnissen aus, welche er eingehend in Nordsyrien studirt hat.[1])

[1]) Max Blanckenhorn, Das marine Miocän in Syrien. Denksch. d. nat.-math. Abth. d. kais. Ak. d. W., Bd. LVII.

Unger hat so wenig wie Gaudry die nummulitenführenden Schichten von Lápithos gekannt; nach den Beobachtungen der beiden Forscher mussten daher auf die Kreide als nächstjüngere Ablagerung die Sandsteine folgen, welche Gaudry mit dem südeuropäischen Macigno, Unger mit dem Wienersandsteine verglich und für Eocän erklärte. Erscheint es an sich schon etwas misslich, aus dem übereinstimmenden petrographischen Charakter zweier so weit von einander abgelagerter Gesteine einen Schluss auf ihre Gleichalterigkeit zu ziehen, so glaube ich besonders auf Grund der tektonischen Verhältnisse ohneweiters die graubraunen Sandsteine mit den grauen Mergeln und den weissen kreideartigen Kalken in eine Reihe stellen zu müssen. Die Discordanz der Sandsteine mit Schichten, deren Alter infolge ihrer Nummuliteneinschlüsse mit Sicherheit als eocän nachgewiesen wurde, einerseits, ihre bereits von Gaudry betonte Concordanz mit den oberen weissen Kalken anderseits, sowie der stellenweise Uebergang der Sandsteine in fast reine Kalkbänke zwingen dazu, die bisherige, nur auf petrographische Unterschiede gegründete Trennung der Sandsteine und Kalke aufzugeben und dieselben in die Gruppe der miocänen Ablagerungen zusammenzufassen.

d) e) Pliocän und Quartär. Wenn ich nunmehr noch in kurzen Worten über die pliocänen und allerjüngsten Ablagerungen spreche, deren Beschreibung das geologische Bild der Insel vervollständigen soll, so will ich vorausschicken, dass ich auf meinen Touren wenig Gelegenheit hatte, mich eingehender mit dem Studium dieser jüngsten Ablagerungen zu beschäftigen, da ich meine Standquartiere meist im Gebirge aufschlug, wo die tektonischen Verhältnisse das Interesse ungleich mehr in Anspruch nahmen, als es die am Gebirgsbau kaum betheiligten jungen Ablagerungen gethan hätten. Desto mehr Aufmerksamkeit hat Gaudry diesen letzteren zugewandt, und ich verweise deshalb auf die diesbezüglichen Stellen seiner Abhandlung, worin sich auch eine ausführliche Zusammenstellung der zahlreichen von ihm gesammelten Fossilien befindet. [1]) Pliocäne und quartäre Ablagerungen sind auf der Insel zur reichsten Entwicklung gelangt und enthalten stellenweise einen ausserordent-

[1]) a. a. O. 201. Zusammenstellung aller auf der Insel gesammelten Fossilien, S. 274.

lichen Reichthum an Versteinerungen. In den pliocänen Sanden, welche die Tafelberge nächst Nicosia aufbauen, kann sich ein eifriger Sammler in kurzer Zeit eine Menge der besterhaltenen Fossilien verschaffen, und allein aus der quartären Fauna nächst Lárnaka zählen Unger und Kotschy 226 Arten auf, darunter 58 Foraminiferen [1]), welch letztere Reuss bestimmt hat.

Nach Gaudry gehört das auf der Insel abgelagerte Pliocän zwei verschiedenen Perioden an: ein Vergleich der Fossilien führt ihn dazu, die Ablagerungen des Karpás für älter zu halten als die der Mesoréa. Ihrem petrographischen Charakter nach sind die pliocänen Ablagerungen gewöhnlich gelbliche Sande oder Grobkalke von gelber oder röthlicher Farbe, mitunter auch bläuliche Thone. Bänke von Diabasgeröllen sind sehr häufig zwischen den übrigen Schichten zu beobachten. Wie ich schon erwähnte, bilden die pliocänen Sande und Grobkalke die eigenthümlichen Tafelberge in der Umgebung von Nicosia; die relative Erhebung dieser Gebilde über die Ebene dürfte 60 Meter kaum übersteigen.

Während das Pliocän gewöhnlich etwas von der jetzigen Küste abgelegen oder hoch über derselben abgelagert ist [2]), bilden die quartären Schichten im ganzen Umkreise der Insel eine je nach der Steilheit des Ufers schmälere oder breitere Zone von bräunlichgelben, oft rostroth verwitternden Grobkalken. An der Südküste wie jenseits der Nordkette bedecken quartäre Grobkalke mehrere Kilometer weit landeinwärts die darunterliegenden miocänen Schichten. So charakteristisch für den südlichen Hang der Nordkette die zahllosen vorgelagerten Sandsteinhügel sind, ebenso bilden die tiefeingerissenen, steilwandigen Schluchten, welche allenthalben die Decke der quartären Ablagerungen durchfurchen, eine Eigenthümlichkeit des jenseitigen Gehänges und machen daselbst das Reisen ebenso zeitraubend als beschwerlich.

Als eine Bildung einer noch nicht weit entlegenen geologischen Periode ist die oft sehr mächtige Decke von Breccien aufzufassen, welche den Süd- und Nordabhang der Nordkette nahe den Kreidekalken bedeckt und z. B. beim Kloster Ajios Chrysóstomos eine Mächtigkeit von mehreren Metern erreicht. Sie besteht aus eckigen

---

[1]) a. a. O. 36—47.

[2]) Pliocäne Austernbänke fand ich zwischen Nicosia und Nisu in der absoluten Höhe von 280 Metern vor.

Trümmern des Kreidekalkes, welche durch ein kalkiges Bindemittel zu einer felsenfesten Masse verkittet sind. [1])

Erwähne ich noch die Alluvionen, welche alljährlich im Frühjahre als Geröllmassen oder fruchtbarer Schlamm der Ebene unter grossen Ueberschwemmungen durch die Flüsse zugeführt werden, sowie die Dünen als eine äolische Ablagerung, welche im Westen wie im Osten ziemliche Mächtigkeit besitzt, so glaube ich alle sedimentären Gebilde aufgezählt zu haben, welche am Aufbaue der Insel betheiligt sind und kann mich jetzt der Beschreibung der massigen Gesteine zuwenden.

Die massigen Gesteine.

I. Art und allgemeine Verbreitung.

Bringt man den in die Petrographie eingeführten Grundsatz der Eintheilung der massigen Gesteine in vortertiäre und tertiäre bei der Classification der cyprischen Eruptivgesteine zur Durchführung, so zerfallen dieselben in zwei Gruppen:

a) In solche, bei denen sich Contacterscheinungen und ein Zusammenhang mit tertiären Sedimenten nicht nachweisen liessen und welche daher mit Wahrscheinlichkeit den vortertiären Gesteinen Zirkel's zuzurechnen sind. Sie werden vertreten durch Diabas.

b) Solche, welche sich auf Grund ihrer Contacterscheinungen und ihres geologischen Auftretens als tertiären Alters zu erkennen geben. Hieher gehören:

1. Diallagfels, Gabbro, Wehrlit und Serpentin.
2. Andesite.
3. Liparit.
4. Trachyt.
5. Tuffe.

Mit Ausnahme weniger Vorkommnisse sind die auf der Insel anstehenden massigen Gesteine durchgängig im Zustande der weitgehendsten Zersetzung, wodurch sowohl die Auswahl zur Untersuchung geeigneter Stücke, als auch die makroskopische Bestimmung

[1]) Westlich des Klosters Ajios Chrysóstomos liegen in die Breccie grosse Mengen von Säugethierresten eingebettet; das Knochenlager hat eine Mächtigkeit von 2 Metern bei ungefähr 6 Meter Durchmesser.

der Vorkommnisse bedeutend erschwert wird. Ja selbst bei der Untersuchung des Dünnschliffes hat man oft Mühe, aus dem vollständig zersetzten Materiale auf die frühere Zusammensetzung des frischen Gesteins zu schliessen. Es ist dies auch der Grund, dass sich die Beschreibungen von Gaudry und Unger auf allgemeine Bezeichnungen beschränken mussten, da eine genaue Classification der Gesteine ohne Anwendung des Mikroskops nahezu unmöglich ist.

Den eruptiven Gesteinen fällt ein wichtiger Antheil am Aufbaue der Insel zu. Sie bedecken mindestens den fünften Theil ihres gesammten Flächeninhaltes. Ihre Hauptverbreitung besitzen sie im Tróodosgebirge; doch haben auch in der Nordkette zu tertiärer Zeit zahlreiche Eruptionen stattgefunden, und auch vom Cap Greco erwähnt Unger[1]) ein Vorkommen eruptiver Massen, von dem ich mich leider selbst nicht überzeugen konnte. Bei der Unzulänglichkeit seiner Beschreibung ist es mir unmöglich, das Gestein mit einem anderen auf der Insel anstehenden zu identificiren.

Der Diabas, welchem der Hauptantheil am Aufbaue des Tróodosgebirges zufällt, scheint ausschliesslich an letzteres gebunden zu sein. Er bildet die Hauptmasse des Gebirges, und nur im Centrum desselben findet sich ein ziemlich beschränktes Vorkommen von Serpentin und Diallag führenden Gesteinen, welche die kuppenförmige Erhebung des Tróodos selbst aufbauen. Serpentine sind ausserdem längs der ganzen Südabdachung des Gebirges verbreitet und finden sich, allerdings nur ganz vereinzelt, auch in der Nordkette vor.

Ausserordentlich stark zersetzte Gesteine, welche sich erst bei mikroskopischer Untersuchung als Andesite zu erkennen geben, bilden eine breite Zone um den centralen Stock des Tróodosmassivs, welchen sie, so weit meine Beobachtungen reichen, im Westen, Norden und Osten umlagern. Bei der Umwandlung gewisser Varietäten bildeten sich Gesteine, welche sehr reich an Grünerde und Chlorit sind; dieselben sind das Muttergestein der früher so reichen Erzlager. Das Hügelland von Strúllos im Osten der Insel wird von Quarz führenden Andesiten und Tuffen gebildet, während die in der Nordkette zu Tage tretenden Eruptivmassen meistens identisch sind mit den andesitischen Mandelsteinen, welche den Nordosthang des Tróodosgebirges bedecken. Liparite kenne ich nur aus der Nordkette,

---

[1]) a. a. O., 12—13.

in deren östlichem Theile ich auch ganz vereinzelte Vorkommnisse von Trachyt antraf.

Damit glaube ich die allgemeine Verbreitung der einzelnen Gesteine soweit angedeutet zu haben, um mich nunmehr der ausführlicheren Beschreibung der einzelnen Vorkommnisse zuwenden zu können.

2. Beschreibung der Gesteine.

a) Der Diabas.

Die Diabasgesteine, welche der Hauptsache nach die Mittelzone des Tróodosgebirges zusammensetzen, sind durch das vorherrschende Auftreten eines dem Anorthit nahestehenden Plagioklases und uralitischer Hornblende als echte Uralitdiabase gekennzeichnet.

Neben den gewöhnlichen Umwandlungsproducten, dem Chlorit, Epidot und Saussurit findet sich oft in grosser Menge Quarz vor, dem jedoch nach der ganzen Art und Weise seines Auftretens als secundärem Bestandtheile eine classificatorische Bedeutung nicht beigemessen werden kann. Ein sehr frischer Augit fand sich nur in einem einzigen sehr zersetzten Gesteine von Macherá; an accessorischen Gemengtheilen enthalten die Gesteine Magnetit, Ilmenit und Apatit.

Da meine Beobachtungen nur Theile des Tróodosgebirges umfassten, so bin ich nicht in der Lage, die Grenzen des Auftretens dieser Gesteine mit Sicherheit anzugeben; dem Zwecke vorliegender Arbeit mag es genügen, zu wissen, dass der Diabas ausschliesslich die centrale Zone des Gebirges aufbaut und die höchsten Gipfel des Hauptkammes mit Ausnahme des Tróodos selbst bildet, welch letzterer, wie schon oben bemerkt wurde, aus Diallaggesteinen und Serpentin besteht. Die von Diabas gebildete Hauptmasse des Tróodosgebirges scheint umlagert zu sein von einem mehrere Kilometer breiten Gürtel von Andesiten; wo ich Gelegenheit zu Beobachtungen fand, traf ich den Diabas stets im Contact mit jüngeren Eruptivgesteinen, niemals hingegen mit tertiären Sedimenten.

Das Gestein zeigt allenthalben eine bankartige Absonderung, welche wohl auf Druckerscheinungen zurückzuführen ist; eine Gesetzmässigkeit für das Streichen und Fallen der Gesteinslagen konnte nicht bemerkt werden. Eine tiefgreifende Zerklüftung und ein Zerfall des Gesteines in meist scharfkantige Trümmer, die oft auch ander-

wärts als Folge gebirgsbildender Vorgänge beobachtet werden, erleichtern das Eindringen zersetzender Reagentien.

Der landschaftliche Charakter des südlichen Hochgebirges bietet nur wenig Abwechslung. Wenn Gaudry von den zahlreichen „mamelons“, kuppenförmigen Erhebungen spricht, welche dem Südgebirge einen eigenartigen Charakter verleihen sollen, so kann er damit nur den Tróodos und die dem Hauptmassive vorgelagerten Hügel gemeint haben. Im Gegentheile zeichnen sich die von Diabas gebildeten Gipfel meist durch scharf umgrenzte Formen aus, und die bankige Absonderung des Gesteines führt zur Bildung hoher Felszinnen, welche dann und wann Abwechslung in die Einförmigkeit der Landschaft bringen. Eine verwirrende Menge von Thälern haben die meist spärlich fliessenden, nur zur Zeit der Schneeschmelze im Frühjahr wasserreichen Gebirgsbäche in das Gestein gegraben, ausgedehnte Halden von scharfkantigen lockeren Geröllen überdecken die Gehänge bis zu den höchsten Gipfeln hinauf und verhindern das Gedeihen einer üppigeren Vegetation. Stellenweise jedoch, wo etwa eine Quelle dem Gesteine entspringt, oder an feuchteren Stellen der Thalsohlen erfreut den Reisenden ein reiches Pflanzenleben: Seestrandkiefern, Platanen und immergrüne Eichen vereinigen sich dann zu prächtigen Hainen. Wie auf den weissen Miocänkalken gedeiht auch im Gebiete der Diabase der Weinstock; die grösste Höhe, in welcher ich den Weinbau beobachtete, betrug etwa 1500 Meter.

Je nach dem Grade der Verwitterung ist die Farbe und das Aussehen der Gesteine verschieden. Die am stärksten veränderten Vorkommnisse bilden lockere, erdig zerfallende Massen von bräunlicher Farbe, welche oberflächlich betrachtet an einen verwitterten Sandstein erinnern; frischere Varietäten zeigen eine heller oder tiefer grau- oder blaugrüne Färbung, je nachdem Plagioklas in grösserer oder geringerer Menge darin enthalten ist. Der Bruch der frischeren Gesteine ist stets scharfkantig, unter dem Hammer zerfallen sie in kleine eckige Stücke, so dass es fast unmöglich wird, Handstücke zu schlagen.

Die Structur der Diabase ist eine feinkörnige; makroskopisch erkennt man als Bestandtheile derselben Hornblende und einen meist stark verwitterten Feldspath. Epidot findet sich als Drusenausfüllung oder auf Klüften überall häufig vor.

Unter dem Mikroskope zeigen die Diabase die bekannte ophitische Structur; in einem Vorkommen von Ajia Varvára am Nordabfalle des Stavro-Vuni ist der Plagioklas der Hornblende gegenüber allotriomorph.

Hauptbestandtheil des Gesteines ist der Plagioklas. Soweit sich sein optisches Verhalten prüfen liess, scheint er dem Anorthit nahe zu stehen. Er tritt meist in schmalen Leistchen auf, welche nur eine geringe Zahl von Zwillingslamellen erkennen lassen; neben der gewöhnlichen Verwachsung nach dem Albitgesetze findet sich hin und wieder auch ein Zwilling nach dem Periklingesetze. Ausser der gewöhnlichen leistenförmigen Art des Plagioklases beobachtete ich in einem Diabase von Macherá noch eine zweite Ausbildung des Minerals, welche wahrscheinlich einer früheren Erstarrungsperiode angehört. Diese bis zu 2 Millimetern grossen, in einer feinkrystallinischen Grundmasse auftretenden Einsprenglinge haben eine scharfe Umgrenzung, zeigen meist zonaren Aufbau und sind ziemlich frisch. Ausser farblosen Einschlüssen, welche ich nicht sicher zu deuten vermochte, enthalten sie auch solche von Magnetit und uralitischer Hornblende, deren Auftreten in frischem Plagioklas vielleicht ein Beweis für eine dynamische Metamorphose des Augites ist.

Opake oder chloritische Massen, welche besonders in den Plagioklasen der älteren Generation auftreten, lassen sich vielleicht als entglaste Schlackeneinschlüsse deuten.

Selten ist der Plagioklas frisch; meist ist er in trübe Massen umgewandelt, die wohl der Hauptsache nach aus Calcit bestehen. Ausserdem sind Saussurit, Quarz und Hornblende sehr häufige Zersetzungsproducte desselben. Saussurit verdrängt oft den Plagioklas vollkommen; er bildet wie gewöhnlich stark lichtbrechende, farblose bis hellgelblichgrüne Aggregate, bestehend aus einem Gemenge von Zoisit und Epidot, wobei die beiden Minerale durch die Höhe der Interferenzfarben zu unterscheiden sind.

Als ein wichtiger Bestandtheil des Gesteines ist Quarz zu erwähnen, der wohl zum Theil bei der Bildung des basischen Saussurites aus dem saureren Plagioklas zur Ausscheidung gelangte und sich insbesondere in den östlich des Tróodos gesammelten Diabasen fast allgemein vorfindet. Das ganze Auftreten desselben ist ein anderes als das des primären Quarzes, wie er in den Diabasen öfters beobachtet werden kann; hier findet er sich vielmehr in körnigen Aggre-

gaten mit Einschlüssen von anderen Zersetzungsproducten, wie Epidot, strahlsteinähnlicher Hornblende u. s. w., und bildet in gleicher Form feine Gänge und Adern. Daneben fehlen nie Einschlüsse von Gasen oder Flüssigkeiten, letztere in negativen Krystallen oder unregelmässigen Hohlräumen. Ein weiterer Beweis für die secundäre Natur des Quarzes findet sich in dem schon oben erwähnten Vorkommen von Ajia Varvára, wo die körnigen Quarzpartien nicht selten eine isotrope Umrandung, wahrscheinlich von Opal zeigen. Ist auch die Annahme nicht ausgeschlossen, dass es sich dabei um eine Frittung von Quarzkörnern handle, welche die gluthflüssigen Massen beim Durchbruche von Sandsteinen in sich aufnahmen, so scheint mir doch nach den ganzen tektonischen Verhältnissen des Fundortes erstere Auffassung mehr Wahrscheinlichkeit für sich zu haben.

Die uralitische Hornblende zeigt die gewöhnlichen Kennzeichen; sicher primäre wurde neben derselben nicht beobachtet. Die Pseudomorphose nach Augit, welche oft deutlich an der Form zu erkennen ist, tritt in der gewöhnlichen ophitischen Ausbildung dadurch hervor, dass die divergentstrahligen Hornblendepartien zusammen mit dem bei der Umwandlung des Augits entstandenen Magnetit die Zwischenklemmungsmasse zwischen den Plagioklasleisten bilden. Die Farbe der Hornblende ist grün mit deutlichem Pleochroismus ($\mathfrak{c}$ blaugrün, $\mathfrak{b}$ bräunlichgrün, $\mathfrak{a}$ gelblichgrün, $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$), die Auslöschungsschiefe wohl nicht über 15°. Ihr Habitus ist der für die uralitische Hornblende charakteristische, wobei die Hornblendeindividuen theils parallel der Längserstreckung des Mutterminerals gelagert sind und dann oft noch deutlich die Zwillingsbildung erkennen lassen, theils wirre, strahlige Aggregate bilden. In einigen Vorkommnissen möchte man geneigt sein, die Hornblende für einen primären Bestandtheil zu halten, indem sie hier mehr compacte, frische Durchschnitte gibt; indess zeigen ihre übrigen Eigenschaften so viel Aehnlichkeit mit sicher uralitischer Hornblende, dass man für sie zweifellos eine gleiche Entstehung annehmen muss.

Die uralitische Hornblende zeigt ihrerseits wieder Umwandlungserscheinungen, bei welchen vorzugsweise Chlorit, Epidot und Magnetit entstehen; die beiden letzteren Minerale, oft in inniger Verwachsung, begleiten die Hornblende fast stets. Die Umwandlung in Chlorit geht in gesetzmässiger Weise vor sich, so dass die ganze,

oft aus einzelnen Chloritschuppen gebildete Pseudomorphose eine einheitliche Orientirung zeigt. Bei der Bildung von Epidot aus Hornblende wird, wenn sich bei weitgehender Zersetzung Eisenhydroxyde gebildet haben, die Farbe der Hornblende gelbbraun, der Pleochroismus geht dann von gelblichbraun zu braungelb.

Die Nadeln von strahlsteinähnlicher Hornblende, welche sich theils im Plagioklas, theils im Quarz finden, sind sicher auf anderem Wege entstanden als die uralitische Hornblende und wahrscheinlich als Zersetzungsproduct analog dem Epidot und Chlorit aufzufassen.

Die Umwandlung der Hornblende und des Plagioklases ist mitunter eine so vollkommene, dass die Structur des Gesteines dadurch gänzlich unkenntlich wird. Die tiefgehendste Zersetzung hat wohl das Gestein erfahren, welches den Gipfel des Stavro-Vuni bildet. Letzterer Berg ist durch eine ziemlich tiefe Einsenkung von den westlichen Erhebungen des Tróodosgebirges getrennt, dessen östlichsten Eckpfeiler er bildet. An seinem Fusse trifft man bis etwas oberhalb des Klosters Ajia Varvára Gesteine an, welche sich trotz einer weitgehenden Zersetzung makroskopisch noch sehr wohl als Diabase erkennen lassen, während sie unter dem Mikroskope eine weitgehende Chloritisirung zeigen. Am weitesten vorgeschritten ist die Umwandlung in Chlorit in den Gesteinen des Stavro-Vuni-Gipfels, welche überhaupt kaum mehr eine Aehnlichkeit mit Diabas erkennen lassen. Die dunkelgrünen Massen enthalten ziemlich grosse Mengen von Eisenglanz und geben bei der Verwitterung eine rothbraune Erde.

Ein eigenthümliches Auftreten von hellgrünem, diallagartigem Augit beobachtete ich in einem Diabase vom Gipfel der Kiónia bei Macherá. Grosse, fast ganz frische Individuen des Minerals finden sich eingebettet in eine sehr stark zersetzte ophitische Grundmasse und zeigen deutliche Spuren mechanischer Deformation, welche bis zur vollkommenen Zertrümmerung einzelner Krystalle geführt hat.

Von accessorischen Gemengtheilen ist Magnetit in grosser Menge in dem Gesteine enthalten; zierliche Gebilde von geweihförmiger, verästelter Gestalt, wie sie sich in Gesteinen von Kikku finden, möchte ich für Ilmenit halten. Sehr selten ist das Vorkommen von Apatit zu beobachten.

Anschliessend an die Diabase möchte ich einige Epidotfelse besprechen, welche ich am Stavro-Vuni gesammelt habe. Die Ge-

steine, welche wahrscheinlich als Auslaugungsproducte der zersetzten Diabase aufzufassen sind, bestehen entweder nur aus Epidot oder enthalten neben letzterem Minerale noch ziemliche Mengen von körnigem Quarze.

Der Epidot zeigt fast stets zonaren Aufbau, der sich in verschieden starkem Pleochroismus, verschiedener Doppelbrechung und Auslöschungsschiefe äussert. Die intensiver gefärbten Partien sind stärker doppelbrechend und löschen unter einem grösseren Winkel zur Spaltbarkeit aus. Die Zonen, welche sich als Wachsthumserscheinungen charakterisiren, scheinen sich nach krystallographischen Gesetzen gebildet zu haben und wiederholen sich.

Die Bildung des Epidots vollzieht sich mit Vorliebe in radialer Anordnung um trübe Massen, die vielleicht Calcit oder andere Zersetzungsproducte des Diabases darstellen, wobei die basischen Spaltrisse des ersteren im Dünnschliffe garbenförmig unter einem kleinen Winkel von ihnen aus zu divergiren scheinen.

b) Diallagfels, Gabbro, Wehrlit und Serpentin.

Während schon wiederholt Serpentin und Gabbro beschrieben wurde, deren Auftreten in enger Beziehung steht zu dem eines gleichalterigen Diabases, stehen der Gabbro, die Pyroxenite und der Serpentin Cyperns in keinem genetischen Zusammenhange mit dem Diabase, welcher offenbar älter ist als sie. In geologischer wie petrographischer Hinsicht weisen dagegen die Gesteine, welche ich jetzt beschreiben will, unter einander so viele Beziehungen auf, dass sie hier gemeinschaftlich besprochen werden müssen.

Die hierher gehörigen Gesteine enthalten alle einen der Pyroxengruppe angehörenden Bestandtheil, welcher entweder Diallag oder, wie in den meisten Serpentinen, Bastit ist. Durch das Vorhandensein oder das Zurücktreten von Plagioklas und Olivin entstehen Gesteine, welche sich in nachstehende Reihe zusammenfassen lassen:

Diallag	Diallagfels.
Plagioklas, Diallag	Gabbro.
Plagioklas, Diallag, Olivin	Olivingabbro.
Bastit, Diallag, Olivin	Wehrlit.
Bastit, Serpentin	Serpentin.

Die innigen Beziehungen, welche die Gabbrogesteine mit den Serpentinen verbinden, sind lange bekannt und ein Uebergang von

Diallaggesteinen in Serpentine ist so oft beobachtet worden, dass es nicht mehr auffällig erscheint, auch in Cypern derartige Verhältnisse wiederzufinden. Am bekanntesten sind die insbesondere von Lotti[1]), Cossa[2]) und Bonney[3]) untersuchten Serpentinvorkommnisse von Elba, Ligurien und Toscana, wo Serpentin stets mit Gabbro, oft auch mit Diabasen vergesellschaftet ist. Auch von anderen Localitäten wurden derartige Uebergänge beschrieben, so z. B. von Zaccagna[4]) aus den Alpen, von Bonney[5]) von den britischen Inseln, von Weigand[6]) aus den Vogesen, von Koch[7]) aus der Fruska Gora, von Becke[8]) aus Griechenland und neuerdings hat auch Williams[9]) in einer ausgezeichneten Abhandlung die engen Beziehungen zwischen dem Gabbro und den ihm verwandten Gesteinen einerseits und dem Serpentin anderseits an den Vorkommnissen aus der Umgebung von Baltimore nachgewiesen.

Auf Cypern traf ich alle Glieder der Reihe zusammen nur auf dem Tróodos an; der Gipfel dieses höchsten Berges der Insel besteht aus Bastitwehrlit, während seine südlichen Hänge aus Gabbro, der Nord- und Nordostabfall aus Serpentinen gebildet werden. Gabbro fand sich ausser am Tróodos noch bei dem Dorfe Tris Eleäs, westlich dieses Berges, und soll nach Gaudry auch bei Evríku nördlich des Tróodos, bei Ajios Nikólaos in den akamantischen Bergen und bei Akuzo (Akursó?) nahe Ktima vorkommen. Am Ostabhange des

[1]) B. Lotti, Descrizione geologica dell' isola d'Elba. Roma 1886.

[2]) Alf. Cossa, Sulla massa serpentinosa di Monferrato (Prato). Boll. R. Com. Geol. d'It. 81, 5—6. — Sopra alcune roccie serpentinose del Apennino Bobbiese. Att. R. Acc. Tor. XVI. 1881.

[3]) T. G. Bonney, On some Ligurian and Tuscan Serpentines. Geol. M. 1879 (2), VI, 182, 362—70.

[4]) Zaccagna, Sulla geologia delle Alpi occidentali. Boll. R. Com. Geol. d'It. XVIII, 1887, 346.

[5]) T. G. Bonney, On bastite-serpentine and troktolite in Aberdeenshire with a note on the rock of the Black Dog. Geol. Mag. 1885, Dec., III, Vol. II, 439—448.

[6]) Bruno Weigand, Die Serpentine der Vogesen. Tschermak's Min. u. petrogr. Mitth. 1875, 183—206.

[7]) A. Koch, Olivingabbro aus der Fruska Gora. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1876, X, 235.

[8]) Fr. Becke, Gesteine von Griechenland. Tschermak's Min. u. petrogr. Mitth. 1878, 459—64, 469—93.

[9]) George H. Williams, The non-feldspathic intrusive rocks of Maryland and the course of their alteration. The Am. Geol. July 1890, 37.

Tróodos beobachtete ich Serpentine beim Abstiege vom englischen Sommerlager durch das öde, von Pascha Livadi gegen den Lumado-Bach sich hinziehende Thal, während sie im Norden des Berges nach Gaudry's Mittheilungen, welche auch der Charakter der Landschaft zu bestätigen scheint, bis gegen Evríku verbreitet sein sollen.

Serpentine allein finden sich längs der ganzen Südküste. Bereits Gaudry und Unger haben verschiedene Vorkommnisse des Gesteines dortselbst beobachtet, und nach meinen Wahrnehmungen scheinen die Serpentinmassen eine ausgedehnte Verbreitung unterhalb der miocänen Ablagerungen zu besitzen und sind häufig da aufgeschlossen, wo die Erosion die letzteren entfernt hat. Längs der ganzen Küste zwischen Péjia und Altpaphos sind die Serpentine oder deren Contactwirkungen am Fusse der miocänen Kalkhügel zu beobachten und auch landeinwärts sind sie in tiefeingeschnittenen Thälern bei Marathúnda nächst Ktima und zwischen Suskiú und Kithási am Diárrizos-Bache bei Altpaphos aufgeschlossen. Oestlich hievon hatte ich keine weitere Gelegenheit mehr, das Gestein zu beobachten; Gaudry erwähnt sein Vorkommen von Phinikária bei Limassol. Im Norden der Insel habe ich untergeordnete Mengen von Serpentin nur bei Eptakomi im Karpás angetroffen.

Die eruptive Natur der hier zu besprechenden Gesteine wird mit Sicherheit durch ihre Contacterscheinungen an sedimentären Gesteinen bewiesen; ihre Tektonik, sowie ihre Beziehungen zu den sie umgebenden Sedimenten will ich eingehender im letzten Abschnitte der Arbeit besprechen.

Da, wo die Serpentine frei zu Tage liegen, bilden sie entweder deckenartige Gebilde oder flachkuppenförmige Erhebungen, welche zwischen den weissen Miocänkalken weithin durch ihre dunklere Färbung kenntlich sind. Eine ziemlich breite, kuppenförmige Gestalt zeichnet den Tróodos vor den übrigen benachbarten Hochgipfeln aus, und in eigenthümlichem Gegensatze steht die tiefgrüne Färbung seiner lichten Föhrenwaldungen zu dem braunrothen Gesteine, welches seinen Gipfel bedeckt.

Damit dürfte das allgemeine Vorkommen der hieher gehörigen Gesteine genügend klar gelegt sein; aus der eingehenden petrographischen Beschreibung, welche den Inhalt der folgenden Abschnitte bilden soll, wird sich der enge Zusammenhang derselben ergeben.

1. Diallagfels.

Am Westabhange des Tróodos findet sich nahe dem Punkte 5782 auf Kitchener's Karte reiner Diallagfels, welcher eine deutliche polyedrische Absonderung besitzt. Es ist ein dichtes, hellgraugrünes Gestein, dessen einzigen primären Bestandtheil bis zu 2 Millimeter lange Individuen von Diallag bilden.

Im Dünnschliffe besitzt der Diallag die gewöhnlichen Kennzeichen; parallele stäbchenförmige Einlagerungen und längliche Hohlräume sind häufig zu beobachten. Er zeigt Umwandlungserscheinungen in Talk, Serpentin und, wie es scheint, auch in tremolitartige Hornblende. Die Umwandlung einzelner Individuen in schuppige, stark doppelbrechende Aggregate von Talk ist oft eine vollständige. Dieselbe beginnt auf unregelmässigen Spalten und setzt sich auf feinen Rissen parallel der pinakoidalen Absonderung in das Mineral fort. Gewisse schwach lichtbrechende grünliche Adern, welche stellenweise neben Talk das Gestein durchsetzen, sind als Serpentin zu deuten. Farblose, faserige Massen, welche ich für tremolitartige Hornblende halte, sind nur vereinzelt zu beobachten.

Im Anschlusse an den Diallagfels möchte ich ein eigenthümliches Gestein besprechen, welches am Fusse der Kreidekalke ungefähr 200 Meter nordwestlich des Klosters Ajios Chrysóstomos ansteht. Das Gestein hat eine graugrüne Färbung und erdigen Bruch und zeigt stellenweise etwas fettigen Glanz. Unter dem Mikroskope erkennt man in viel isotroper Grundmasse hellgrüne, wirr durch einander liegende Nadeln von Hornblende, reichlich körnigen Quarz und Reste eines stark verwitterten, von Calcit durchsetzten diallagähnlichen Pyroxens. Ein Feldspath lässt sich bei der vorgeschrittenen Zersetzung des Gesteins mit Gewissheit nicht constatiren.

In den Geröllen von Kythraea sammelte ich ein Stück eines Aktinolithgesteines, welches überwiegend aus wirr verfilzten Massen einer grünlichen Hornblende, etwas Calcit und Quarz besteht und grünliche, sehr kleine Einsprenglinge eines isotropen Minerals enthält, das wahrscheinlich Granat ist.

Durch seine schieferige Structur und sein weniger dichtes Gefüge unterscheidet sich das Gestein von einem echten Nephrit.

2. Gabbro und Olivingabbro.

Zur Untersuchung liegen mir Handstücke vor von Páno-Pláträs und Tris Eleäs. Die Gesteine sind durch ihre Zusammensetzung aus

Diallag und einem dem Anorthit nahestehenden Plagioklas als Gabbro charakterisirt. Olivin ist meist in grösserer oder geringerer Menge vorhanden. Im Dünnschliffe eines Gesteines von Pläträs fehlt er ganz. Man wird wohl, ohne einem vereinzelten Zurücktreten des Olivins weitere Bedeutung beizumessen, die Gesteine allgemein als Olivingabbro bezeichnen dürfen. Als accessorischen primären Bestandtheil enthalten die Gesteine geringe Mengen von Magnetit. Derselbe bildet neben Serpentin den wichtigsten der secundären Gemengtheile, als welche noch Talk und Tremolit zu nennen wären.

Die Gesteine besitzen ein sehr zähes Gefüge, ziemlich hohes specifisches Gewicht und meistens eine grobkörnige Structur. Ein Stück aus der Umgebung des Dorfes Pláträs zeigt eine eigenthümliche Schichtung der hellen und dunklen Gemengtheile, welche infolge der verschiedenen Widerstandsfähigkeit derselben zu auffälligen Verwitterungserscheinungen führt.

Makroskopisch lassen sich an Gemengtheilen Plagioklas, schwärzlichgrüne Körner von Diallag mit deutlicher Spaltbarkeit und metallischem Schimmer und zeisiggrüne, fettglänzende Massen von Olivin unterscheiden.

Unter dem Mikroskope zeigt der Olivin, der älteste Hauptgemengtheil des Gesteins, meist die Gestalt rundlicher Körner. selten eine scharfe krystallographische Umgrenzung. Neben seinen bekannten Kennzeichen charakterisirt ihn eine oft weitgehende Umwandlung in Serpentin. Im allgemeinen ist der Olivin reich an Einschlüssen. Unter diesen sind am häufigsten stäbchenförmige Gebilde von brauner Farbe, welche stets parallel den krystallographischen Axen des Minerals angeordnet sind, sowie geweih- oder gitterförmige, opake Einschlüsse von überaus zierlicher Form, welche gleichfalls eine Orientirung nach der Krystallstructur des Olivins erkennen lassen. Beide Formen der Einschlüsse sind wohl auf das gleiche Mineral zurückzuführen. Daneben finden sich in manchen Olivinen opake Erze in Körnern. Endlich beobachtete ich im Olivin des Gabbros von Tris Eleäs deutliche negative Krystalle, deren Inhalt ich mit Sicherheit nicht zu erkennen vermochte.

Der Olivin befindet sich stets im Zustande mehr oder weniger weit vorgeschrittener Serpentinisirung, welche in der bekannten Weise vor sich geht. Die einzelnen Serpentinadern zeigen eine Querfaserung und oft deutlichen Pleochroismus (licht bräunlichgelb

|| den Fasern, lauchgrün ⊥ dazu). Mehr oder weniger secundärer Magnetit erfüllt die Serpentinadern, in welchen sich auch die oben beschriebenen zierlichen Mikrolithe in unveränderter Orientirung wiederfinden.

Ausser dem Serpentin spielen bei der Umwandlung des Minerals auch farblose, divergentstrahlige Massen eines stark licht- und doppelbrechenden Minerals von ungefähr 15° Auslöschungsschiefe eine untergeordnete Rolle. Dieselben sind wohl als Tremolit zu deuten, was einer schon öfter beobachteten Umwandlungserscheinung des Olivins entspäche.[1]) Im Gegensatze zur Umwandlung in Serpentin tritt die Umbildung des Olivins in Tremolit meist nur randlich auf, in seltenen Fällen scheint sie auch in das Innere des Krystalls vorzudringen.

Plagioklas und Diallag in wechselndem Verhältnisse bilden die Hauptgemengtheile des Gesteines. Der Diallag zeigt niemals scharfe Krystallform, sondern tritt in hypidiomorphen, im gewöhnlichen Lichte fast ganz farblosen Individuen auf. Er ist gekennzeichnet durch ein ziemlich niedriges Doppelbrechungsvermögen, durch seine deutliche Spaltbarkeit nach ∞P und seine pinakoidale Absonderung. Eine Verwachsung mit rhombischem Pyroxen konnte nicht nachgewiesen werden. Dagegen findet oft eine Durchdringung mehrerer verschieden orientirter Diallagindividuen statt. An Einschlüssen enthält der Diallag oft in grossen Mengen farblose, bräunliche oder grünliche Substanzen von unregelmässiger Gestalt, welche zum Theile entglaste Schlacken darstellen dürften; die bekannten Interpositionen finden sich besonders häufig in einem Gabbro von Pláträs.

Meistens ist der Diallag sehr frisch; oft jedoch führt eine weitgehende Umwandlung zur Entstehung von Talk in strahligblätterigen Aggregaten von oft rosettenförmiger Anordnung, wobei die Neubildungen vom Rande aus in der Richtung der Spaltbarkeit oder der pinakoidalen Absonderung nach innen vordringen. Daneben finden sich farblose Nadeln, welche die Kennzeichen des Tremolits besitzen.

Der Plagioklas ist sehr frisch; in einigen Gesteinen bildet er den Hauptgemengtheil, während er in anderen sehr zurücktritt. Seinem optischen Verhalten nach steht er dem Anorthit nahe. Er

[1]) H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. 2. Auflage, 1885, 413.

ist wie der Diallag hypidiomorph und zeigt durchwegs breite Durchschnitte mit zahlreichen Lamellen, welche sowohl nach dem Albit- als dem Periklingesetze verwachsen sein können. An Einschlüssen enthält der Plagioklas zu Schwärmen und Linien angeordnete amorphe Massen mitunter von sehr geringer Grösse.

Grosse Aehnlichkeit mit dem im Süden vorkommenden Gabbro hat ein Gestein, von welchem sich Gerölle allenthalben in der Nordkette, z. B. bei Ajios Chrysóstomos, Kythraea und Eptakomi, vorfinden, ohne dass es mir jemals gelungen wäre, dasselbe im Norden der Insel anstehend zu beobachten. Das Gefüge der graugrünen, grobkrystallinischen Stücke ist weit weniger zähe als das des Gabbro vom Tróodos; unter dem Hammer zerfallen sie in lauter scharfkantige Stücke. Makroskopisch lassen sich deutlich Plagioklas und dunkelgrüne Spaltblättchen von Hornblende erkennen; letztere zeigen seidenartigen Schimmer, der durch eine feine Faserung verursacht wird.

Unter dem Mikroskope besitzen die Gesteine die Structur eines Gabbros, dessen Diallag vollständig in parallelfaserige oder wirrstrahlige Aggregate von uralitischer Hornblende umgewandelt ist. Der in breiten Durchschnitten auftretende Plagioklas besitzt die optischen Eigenschaften eines dem Anorthit nahe stehenden Feldspathes.

Stets lassen die Gemengtheile mechanische Deformationen erkennen, welche bis zur vollständigen Zertrümmerung derselben führen können.

3. Wehrlit.

Die verwitterten rothbraunen Gesteine, welche einen grossen Theil des Tróodos aufbauen, bestanden ursprünglich aus Diallag und Olivin, waren also Wehrlite. Bei der weitgehenden Zersetzung des Gesteins erfuhr der Diallag zum grössten Theile eine Umwandlung in Bastit, und dieser ward seinerseits sammt dem Olivin fast gänzlich in Serpentin umgebildet. Es entstand so ein Gestein, das der Hauptsache nach aus letzterem Mineral besteht und daher als Serpentin zu bezeichnen wäre. Indess soll die obige Benennung, welcher die Zusammensetzung des frischen Gesteines zu Grunde liegt, deutlicher die Beziehungen zu dem Gabbro zur Anschauung bringen.

Das Gestein bildet auf dem ganzen oberen Theile des Tróodos tombak- oder grünlichbraune, wenig compacte verwitterte Massen. In einer fettglänzenden, an Magnetit reichen Grundmasse von Serpentin liegen Individuen eines metallisch glänzenden, sehr vollkommen

spaltbaren Pyroxens, dessen optische Eigenschaften mit Sicherheit auf Bastit hinweisen. Unter dem Mikroskop zeigt das Mineral eine bräunlichgrüne Färbung, undeutlichen Pleochroismus und eine schwache Doppelbrechung. Im convergenten polarisirten Lichte sieht man die Axen symmetrisch austreten. Die Länge der Bastitblättchen schwankt zwischen wenigen Millimetern und mehreren Centimetern. Besonders grosse, lebhaft schillernde Bastite finden sich in der Nähe der Sommerresidenz des Gouverneurs, am Südosthange des Tróodos.

Im Dünnschliffe zeigt sich, dass das Gestein zum grossen Theile in Serpentin umgewandelt ist, neben welchem etwas Talk und viel Brauneisen gebildet wurde. Der Serpentin enthält stellenweise noch Reste von Olivin, sowie in grösserer Menge Bastit. Letzterer scheint aus Diallag hervorgegangen zu sein, eine Erscheinung, welche früher schon, z. B. von Becke[1]), an griechischen Gesteinen nachgewiesen wurde. Es finden sich nämlich nicht selten in einheitlichen Individuen von gerade auslöschendem Bastit Reste von Diallag, während ein primärer rhombischer Pyroxen in keinem der Gesteine des Tróodos beobachtet wurde.

4. Serpentin.

Das letzte Glied der Gesteinsreihe bilden reine Serpentine, in welchen stets Bastit beobachtet werden kann. Es sind meist lockere, braungrüne, schwärzlich- oder bläulichgrüne Gesteine, welche auf den Kluftflächen oft einen grauschwarzen oder lavendelblauen Anflug zeigen. Meist lassen die Stücke deutlich die bekannten gerundeten, dunkelolivengrünen metallischglänzenden Blättchen von Bastit und reichlich Magnetit erkennen. Ihr Aussehen ist das gewöhnliche, ganz ähnlich z. B. einem Gesteine, welches ich auf Elba angetroffen habe. Am Tróodos ist der Serpentin häufig durchzogen von Chrysotiladern. Ausser diesen enthält das Gestein bläulichgrüne, dichte Massen von muscheligem Bruche, $H = 3{\cdot}5$—4, welche in der Farbe an Pikrosmin erinnern. Nach einer von Herrn Victor Rothmund angestellten Analyse besitzen dieselben folgende Zusammensetzung:

SiO_2	41·36
Al_2O_3	6·09
FeO	3·91
MgO	36·76
H_2O	12·82
Alkalien	Spur
	100·94

[1]) Fr. Becke, Gesteine von Griechenland. Tschermak's Min. u. petrogr. Mitth. 1878, I, 473 und 475.

Ein merklicher *Ni*-Gehalt des Gesteins, auf welchen bereits Gaudry hingewiesen hat, wurde durch die Untersuchung eines Serpentins vom Tróodos bestätigt: dagegen konnte *Cr* nicht nachgewiesen werden.

Eine eigenthümliche Ausbildung zeigt ein einem Serpentingange bei Eptakomi entnommenes Stück, welches zu rundlichen, oberflächlich wie poliert aussehenden Stücken abgesondert ist. Gleitflächen sind an den Serpentinen häufig zu beobachten.

Unter dem Mikroskope zeigt der Serpentin die Fensterstructur, welche auf seine Entstehung aus einem Pyroxen hinweist; als weiterer Beweis für dieselbe finden sich in ihm Reste von Bastit eingeschlossen. Partien mit stärkerer Doppelbrechung in den Bastitdurchschnitten sind vielleicht auf Reste eines noch unveränderten Augits zurückzuführen. In geringer Menge beobachtete ich Adern eines schuppigen, kräftig doppelbrechenden Minerals, das ich für Talk halte. Auch dürfte sich etwas Epidot vorfinden.

Hier möchte ich noch ein Gestein beschreiben, das in seinem ganzen Auftreten einer dioritischen Facies des Gabbro entspricht, wie eine solche nach Rosenbusch[1]) auch anderwärts zu beobachten ist. Besteigt man den Tróodos von Westen her, so trifft man auf der Wasserscheide zwischen Pedulás und Pródromos eine schmale Zone von Dioriten an, welche im Westen durch die Diabase, im Osten durch den Diallagfels begrenzt wird. Da Unger ein Vorkommen von Hornblendegesteinen auch von Pródromos, etwa 1 Kilometer südlich des genannten Fundorts erwähnt, so scheint es, als ob die Diorite am Westhange des Tróodos eine grössere Verbreitung besässen.

Die makroskopisch wahrnehmbaren Hauptgemengtheile des Gesteines sind schwarze Hornblende und ein stark verwitterter Feldspath. In den feinkörnigen Varietäten treten beide Minerale ziemlich gleichmässig neben einander auf, während die grobkörnigen vorwaltend aus grossen Hornblendeindividuen bestehen.

Unter dem Mikroskope gleicht die Structur vollkommen der eines Diabases. Der Plagioklas ist seinem optischen Verhalten nach sehr basisch und bildet auch hier wie in den Diabasen den ältesten Hauptbestandtheil des Gesteines. Er tritt in breiten Leisten auf, welche eine Zwillingsbildung nach dem Albit- und dem Periklingesetze er-

[1]) H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie etc. 2. Aufl., 1887. II, 121.

kennen lassen. Amorphe Einschlüsse, sowie Zersetzung zu Saussurit, welch letztere besonders an den Spaltrissen und Zwillingsgrenzen beginnt, sind nicht selten zu beobachten.

Die Hornblende (Pleochroismus 𝔞 hellbraun, 𝔟 bräunlichgrün, 𝔠 blaugrün, $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$) ist sehr frisch und compact und unterscheidet sich dadurch sofort von der uralitischen Hornblende der Diabase. Braune, parallel der Prismenzone gelagerte Einschlüsse sind vielleicht als Ilmenit zu deuten.

c) Andesite.

Die im folgenden als Andesite zu beschreibenden tertiären Gesteine haben eine so weitgehende Zersetzung erfahren, dass keines der untersuchten Stücke alle seine früheren Bestandtheile in frischem Erhaltungszustande studieren liess. Nur die quarzführenden Gesteine zeigten sich einigermassen gut erhalten; im allgemeinen jedoch ist die Umwandlung der primären Gesteinsgemengtheile so weit vorgeschritten, dass sich nur aus der Gestalt von Pseudomorphosen mit einiger Sicherheit auf das frühere Vorhandensein von Plagioklas und Augit schliessen lässt, wodurch die Gesteine als Augitandesite charakterisirt sein dürften.

Die Augitandesite zerfallen in zwei Gruppen:

α) in die quarzfreien Augitandesite, welche im Tróodosgebirge und in der Nordkette verbreitet sind;

β) in die Quarz-Augitandesite von Strúllos.

α) Die quarzfreien Augitandesite.

Es gehören dieser Gruppe zwei in ihrem petrographischen Aussehen und ihren Umwandlungserscheinungen vollkommen verschiedene Gesteinstypen an, welche eine genaue Unterscheidung nach ihren primären Bestandtheilen nicht mehr zulassen, die indess nach ihrem charakteristischen äusseren Ansehen in der Folge als

1. die grünen oder chlorit- und delessitreichen Andesite;
2. die braunen Andesitmandelsteine unterschieden werden sollen.

Ich beginne mit der Besprechung der

Grünen Andesite.

Nach meinen Beobachtungen sind diese ausserordentlich stark zersetzten Gesteine an der Westküste von Poli tu Chrysoku bis

Katídata bei Léfka verbreitet und bilden dort eine wenige Kilometer breite Zone von Hügeln. Im Osten von Macherá grenzen sie an die Diabase und bilden von der Mándra Kambíu bei Lithrodónta bis zum Dorfe Schah eine niedrige Hügellandschaft. So viel ich Gaudry's Mittheilungen entnehme, bestehen auch die Höhen zwischen Lithrodónta und Léfka aus den grünen Andesiten, so dass das Tróodos-Gebirge von Poli tu Chrysoku bis gegen den Stavro-Vuni von einem grossen Bogen derartiger Gebilde umgeben wäre.

Eine bankartige Absonderung des Gesteines ist besonders deutlich an der Westküste zu beobachten. Die blasige Beschaffenheit, das Auftreten kugelig abgesonderter Gebilde, welch letztere unter dem Mikroskope noch ziemlich deutlich eine früher obsidianartige Beschaffenheit erkennen lassen, weisen auf eine rasche Erstarrung dieser Andesite hin.

Der Eruption dieser Gesteine müssen bedeutende Gasexhalationen gefolgt sein, welche stellenweise zu einer vollkommenen Zersetzung derselben geführt haben. An zwei Stellen, bei Katídata und beim Minenhause von Limni bei Poli tu Chrysoku, beobachtete ich die unzweifelhaften Anzeichen solcher Ausströmungen. Das Gestein ist dort gerade so wie die Laven des Vesuv in der Nähe saurer Exhalationen in goldgelbe, rothe oder fast weisse lockere Massen umgewandelt, welche zum grossen Theile aus Kieselsäure bestehen und bei Limni mit Kupferchlorid imprägnirt sind. Ein in den Zersetzungsproducten des Gesteines von Limni enthaltenes Salz, der Cyprusit, welchem die Formel

$$(SO_4)^5 Al (FeO)^7 + 7 H_2O \quad ^{1)}$$

zukommt, wurde von P. F. Reinsch[2]) entdeckt und untersucht. Ueberall wo das Gestein die Spuren derartiger Gasausströmungen erkennen lässt, finden sich spärliche Kupfererze, während mitunter umfangreiche Schlackenmassen auf einen bedeutenden Erzreichthum jener Stellen in früheren Zeiten schliessen lassen. Bekanntlich war Cypern bereits in ältester Zeit berühmt wegen seines grossen Kupferreichthums[3]), der besonders am Nordhange des Tróodos-Ge-

[1]) P. Groth, Tabellar. Uebersicht der Mineralien. 3. Aufl., 1889, 64.

[2]) P. F. Reinsch, On a new mineral found in the Island of Cyprus. Proc. of the Roy. Soc. Nr. 217, 1881, 120.

[3]) Das lateinische „cuprum“ wird von dem griechischen Namen der Insel „κύπρος“ abgeleitet.

birges fleissig ausgebeutet wurde. Zahlreiche Schlackenvorkommnisse an Stellen, wo es mir nicht gelang, im Gesteine noch irgendwie Kupfererz zu entdecken, lassen auf eine so gründliche Ausbeutung der Lager schliessen, dass heute der auf der Insel zu Tage liegende Erzreichthum als erschöpft betrachtet werden kann.

Neuerdings hat eine englische Gesellschaft den Betrieb der alten Minen von Limni wieder aufzunehmen versucht, jedoch ohne Erfolg. Leider sind hierüber keinerlei Berichte veröffentlicht worden, die vielleicht manches geologisch Interessante gebracht hätten.[1]) Die bei Limni angestellten Tiefbohrungen haben ein quarzitisches Gestein zu Tage gefördert, das reich zu sein scheint an Pyrit, Kupferindig und Kupferkies. Ueber die Mengen solcher Kupfererze und deren Abbauwürdigkeit scheinen noch keine Untersuchungen angestellt zu sein; vielleicht fördern weitere Bohrungen an anderen Orten günstigere Resultate als sie bis jetzt erreicht worden sind.

Die grünen Andesite sind das eigentliche Muttergestein der Kupfererze, die zahlreichen Schlackenvorkommnisse scheinen mir zum grössten Theile in ihrem Bereiche zu liegen. Aus den Serpentinen des Tróodos und von Phinikária im Süden der Insel erwähnt Gaudry ebenfalls Spuren eines antiken Bergbaues und ich fand solche auf Diabasgesteinen in der Nähe von Ajia Varvára am Nordfusse des Stavro-Vuni, und am Südhange des letzteren enthielt dasselbe Gestein geringe Mengen von Malachit.

Die chlorit- und delessitreichen Andesite besitzen eine apfelgrüne bis schwärzliche Farbe und sind reich an blasenartigen Hohlräumen. Ihr Bruch ist erdig, und häufig, so besonders im Westen des Tróodos, ist das Gestein durchzogen von Chalcedon. Die makroskopische Structur des Gesteins ist vollkommen aphanitisch. In den Drusenräumen beobachtet man Krystalle von Heulandit in einfachen Formen, in den stark veränderten Gesteinen von Limni findet sich auch Calcit mit $-2R$ vicinalen Flächen und Analcim.

Unter dem Mikroskope lässt sich ein feinkörniges, manchmal an die Diabasstructur erinnerndes Gemenge von zersetztem Plagioklas und Augit wiedererkennen; da und dort finden sich Pseudomorphosen von Chlorit nach grösseren, wohlumgrenzten Augiten, die

[1]) Verschiedene Angaben über den Bergbau von Limni finden sich in E. Oberhummer, Aus Cypern. Zeitschr. der Gesellsch. f. Erdkunde z. Berlin. XXV, 1890, 224—226.

auf eine mehr porphyrische Ausbildung hinweisen. Endlich scheint da und dort auch eine sphärolithische Structur vorzukommen. Die früheren Gesteinsgemengtheile sind kaum noch irgendwo erhalten.

Der Plagioklas besass leistenförmige Gestalt und nicht selten eine deutliche fluidale Anordnung; bei seiner Zersetzung scheinen sich Saussurit und Zeolithe (wohl Heulandit) gebildet zu haben.

Augit ist manchmal selbst in Pseudomorphosen nicht mehr nachzuweisen und nur die grossen Mengen von chloritischen und delessitischen Zersetzungsproducten lassen auf sein ehemaliges Vorkommen schliessen; oft füllen Aggregate eines delessitischen Minerals und von Quarz in unregelmässiger Weise Hohlräume aus, welche der Gestalt eines Augits entsprechen.

Das Gestein enthält zahlreiche mikroskopische Blasenräume, die erfüllt sind von Zersetzungsproducten. Die Ausfüllung der Hohlräume fand allgemein in der Weise statt, dass zuerst Delessit die Wandung des Hohlraumes überkleidete, nach ihm radialfaseriger Chalcedon zu Bildung gelangte und endlich im centralen Theile der Mandel Heulandit zur Ausscheidung kam.

Die rothbraunen Mandelsteine.

Die eben beschriebenen chloritischen Gesteine gehören ausschliesslich dem Tróodos-Gebirge an und reichen in dessen nordöstlichem Theile bis gegen das Dorf Schah in der Nähe des Stavro-Vuni. Dort treten, ohne dass sich eine scharfe Grenze zwischen den beiden Gesteinen hätte wahrnehmen lassen, die rothbraunen Mandelsteine an ihre Stelle. Dieselben bilden ein niedriges Hügelland von geringer Ausdehnung, das im Norden an die miocänen Kalke von Alámbra, Lýmbia und Ajia Anna angrenzt. Von grossem Interesse sind die rothbraunen Mandelsteine im Nordgebirge, wo sie in zahlreichen Eruptionen, meist am Fusse der steilansteigenden Kreidekalkmassen zu Tage getreten sind. Indess gelangen sie auch in der Nordkette kaum zu bedeutenderer Entwicklung. Die bedeutendsten Ergüsse haben dort am Ost- und Westende des langen Kalkgebirgskammes bei Platanissó und Panteleímon stattgefunden; doch dürften auch die plutonischen Massen von Platanissó kaum eine Fläche von 4 Quadratkilometern bedecken. Kleinere Ausbrüche von Andesiten lassen sich nachweisen bei Ajios Chrysóstomos, zwischen Ajios Chrysóstomos und Kythraea und am Nordabhange bei Bellapais.

Contacterscheinungen, welche auch an anderen Stellen, insbesondere im Westen der Kette zu beobachten sind, und die Angaben der geologischen Karten von Gaudry und Unger lassen eine weite Verbreitung dieser eruptiven Gebilde in der Nordkette vermuthen.

Ihre mächtigste Entwicklung besitzen sie immerhin im Südosten der Insel, wo ich sie zum erstenmal bei Alámbra antraf. Südlich dieses Dorfes erheben sich die miocänen Kalke, welche ein deutliches Einfallen der Schichten nach Norden erkennen lassen, zu einer sanft ansteigenden Höhe, welche plötzlich in einem steilen Absturz gegen Süden abfällt. Vom Rande des letzteren geniesst man mit einemmal einen überraschenden Fernblick auf das Tróodos-Gebirge. Den Vordergrund bildet in der Tiefe ein welliges Hügelland von dunkelbrauner Farbe, das fast jeglicher Vegetation entbehrt und in seiner Oede an die von Laven bedeckten Gehänge eines Vulcans erinnert; es wird von andesitischen Mandelsteinen gebildet. Ueber demselben bilden die grünen Andesite langsam ansteigende Vorberge, während die hinter denselben liegenden scharf geformten Spitzen des Macherá und anderer Gipfel der Diabaszone angehören. Der schroffe Gegensatz zwischen den blendend weissen Kalkbergen zu beiden Seiten und dieser überaus öden und düsteren Landschaft verleiht dem Bilde einen eigenthümlichen Reiz. Der Ausblick von Alámbra zeigt die ödeste, aber auch die grossartigste Landschaft, welche ich auf der Insel kennen lernte.

Die Mandelsteine sind vollständig verwittert, so dass sie oft nur noch aus roth- oder graubraunen erdigen Massen bestehen, welche mandelförmige Calcitpartien enthalten. Soweit sich unter dem Mikroskope noch aus den Umrissen der Pseudomorphosen erkennen lässt, bildeten Plagioklas und Augit die Hauptbestandtheile des ursprünglichen Gesteines.

Der schmalleistenförmige Plagioklas hat theilweise eine Umwandlung in Calcit und ein schwach lichtbrechendes, isotropes Mineral, das wohl Analcim ist, erfahren, theilweise hat er die Eigenschaften eines schwach licht- und doppelbrechenden Minerals beibehalten.

Der Augit ist manchmal in Spuren noch erhalten und tritt dann in grünlichweissen Durchschnitten auf, welche infolge beginnender Zersetzung gewöhnlich getrübt und von einer Zone von Brauneisen umgeben sind. Meistens ist jedoch ein Aggregat von Brauneisen, Calcit und isotropen farblosen Massen an seine Stelle getreten.

Einzelne gelbliche, zersetzte Nadeln erinnern an schilfige Hornblende, welche sich in einem früheren Stadium der Zersetzung gebildet haben mag.

Die zahlreichen Blasenräume sind ausgefüllt von Calcit und Analcim, neben welchen noch ein anderes Mineral beobachtet wurde, welches in faserigen, doppelbrechenden Aggregaten die Wandung der Hohlräume überkleidet und wahrscheinlich auch ein Zeolith ist. Auch delessitische Umwandlungsproducte, die häufig wiederum der Verwitterung unterlegen sind, sind manchmal zu beobachten.

β) Die Quarzaugitandesite.

Das rings von miocänen Kalken umgebene Hügelland von Strúllos nördlich von Lárnaka wird theilweise aufgebaut von Eruptivgesteinen, welche neben primärem Quarz und Plagioklas auch Pseudomorphosen enthalten, welche deutlich auf Augit hinweisen. Die Gesteine sind somit als Quarzaugitandesite zu bezeichnen.

Die graubraunen Hügel von Strúllos erheben sich auf der Sohle einer beinahe kraterähnlichen Einsenkung inmitten der plateauartigen miocänen Kalkhöhen, von welchen sie ziemlich bedeutend überragt werden. Die grosse Härte des Gesteins führt zur Bildung von Felsriffen zwischen den grünen und rothen Tuffen, welche zum grössten Theile das Hügelland bilden.

Schon Unger erwähnt das Gestein als Quarzporphyr, dem es auch in frischeren Stücken vollkommen gleicht. Das oft recht frische röthlichbraune oder braungraue Gestein zeichnet sich durch eine grosse Härte aus. Inmitten der felsitischen Grundmasse bemerkt man zahlreiche Quarzkrystalle, und allgemein gibt sich der hohe Gehalt an freier Kieselsäure in Quarzausscheidungen auf den Klüften zu erkennen.

Der Quarz ist theils primärer, theils secundärer Entstehung. Als primärer Bestandtheil zeigt er sich unter dem Mikroskope in wohlkrystallisirten Individuen mit abgerundeten Ecken. Diese Abrundung beruht jedenfalls auf einer theilweisen Einschmelzung des Minerals, welche sich auch manchmal in einer randlichen Einbuchtung zu erkennen gibt. Er enthält Flüssigkeitseinschlüsse mit deutlicher Libelle, Apatit und entglaste Schlacken. Häufig bilden die Quarzkrystalle den Ausgangspunkt einer Entglasung der Grundmasse, welche sich in einer Sphärolithenbildung äussert.

Der Plagioklas nimmt auf doppelte Art an der Zusammensetzung des Gesteins theil. Als einer der ältesten Bestandtheile tritt er in grösseren, bis 1·5 Millimeter langen Individuen mit abgerundeten Ecken und häufig undulöser Auslöschung auf. Er umschliesst mitunter entglaste Grundmasse, die krystallographisch orientirte Hohlräume erfüllt. Wo das im allgemeinen sehr frische Mineral eine Zersetzung erfuhr, hat dieselbe zur Bildung von Saussurit geführt.

Eine jüngere Generation von Plagioklasen erfüllt in Gestalt schmaler Leistchen die Grundmasse; dieselben sind einzeln oder in Gruppen von mehreren oft der Mittelpunkt einer allgemein im Gestein verbreiteten Sphärolithenbildung.

Nirgends war in den Gesteinen frischer Augit nachzuweisen. Doch finden sich häufig Haufwerke eines delessitischen Minerals, welche in ihrem Umrisse vollkommen die Gestalt von Augitquerschnitten nachahmen und eigenthümliche wurmförmige Aggregate bilden. Es lässt diese Art des Auftretens darauf schliessen, dass dieselben Ausfüllungspseudomorphosen darstellen. Die gleichen delessitischen Massen nehmen auch an der Umwandlung der Grundmasse theil, in der kein Rest von Glas beobachtet werden konnte.

Magnetit und Apatit finden sich ziemlich verbreitet in der Grundmasse vor.

d) Liparite.

Im Westen der Nordkette fand ich Blöcke eines tertiären massigen Gesteines, das in einer dichten Grundmasse idiomorphe Krystalle von Quarz, Sanidin und Biotit enthält und demnach ein echter biotitführender Liparit ist.

Schon Gaudry [1]) erwähnt ein trachytähnliches Gestein, das er am Westabsturze des Kettengebirges zwischen Vasilia und Panteleímon antraf und das er als „leucostite blanche avec lamelles de mica noir" bezeichnet. Unger [2]) erwähnt ein trachytisches Gestein, das er in einem einzigen Blocke bei Ajios Chrysóstomos vorfand und das er geradezu mit dem ungarischen Rhyolith v. Richthofen's vergleicht.

Ich traf die Liparite fast nie anstehend; nur bei Kythraea sieht man in den miocänen Sandsteinen einen Gang hellgrauer zer-

[1]) a. a. O., 180.
[2]) a. a. O., 110—121.

setzter Eruptivmassen, welche auf einen liparitischen Ausbruch zurückzuführen sind. Trotz der Zersetzung des Gesteins lässt sich perlitische Absonderung erkennen: die verwitterten Massen enthalten frische Krystalle von Quarz, Sanidin und Biotit. In unmittelbarer Nähe derselben findet man grosse Blöcke von frischem Liparit und auch bei Ajios Chrysóstomos liegen oberhalb des Klosters am Fusse der Kalkwände des Buffavento inmitten der stark gestörten Sandsteinschichten in der Höhe von 600—700 Metern mehrere Blöcke dieses Gesteines, welche unmöglich durch Wassertransport dorthin gelangt sein können. Vielleicht stellen sie die Reste grösserer Liparitmassen dar, welche der Erosion zum Opfer gefallen sind. Bei Kythraea ist das Vorkommen dieser Gesteine von biotitreichen Tuffen begleitet.

Die Liparite sind im allgemeinen die frischesten und besterhaltenen Eruptivgesteine der Insel; sie sind sehr hart, besitzen einen splitterigen Bruch und eine weisslichgraue, oft ins Bläuliche spielende Farbe. In einer felsitischen Grundmasse lassen sich bis 1·5 Millimeter breite Durchschnitte von rauchgrauem Quarz und von Sanidin, seltener (bei Ajios Chrysóstomos) Biotit und Magnetitkrystalle wahrnehmen. Ausser letzteren enthält das Gestein an weiteren accessorischen Gemengtheilen mikroskopische Krystalle von Zirkon, Apatit und Tridymit.

Der Quarz überwiegt im allgemeinen den Sanidin an Reichlichkeit. Neben vorwaltenden Individuen mit sehr scharfer Umgrenzung finden sich auch solche, welche eine mehr oder weniger weitgehende Einschmelzung erfahren haben und oft in unregelmässig begrenzten Körnern das Gestein erfüllen. Meistens zeigt der Quarz deutliche Risse, manchmal auch eine vollständige Zertrümmerung.

Die Einschlüsse sind die gewöhnlichen, sie sind schlackiger, flüssiger oder gasartiger Natur. In einem Flüssigkeitseinschlusse beobachtete ich auch mikrolithische Gebilde.

In einigen zersetzten Vorkommnissen dürfte ein Theil des Quarzes secundärer Entstehung sein.

Der Sanidin ist von Atmosphärilien wenig angegriffen; um so häufiger beobachtet man eine theilweise Auflösung der Krystalle durch das Magma; die Durchschnitte besitzen dann im Dünnschliffe ein flockenartiges Aussehen. Scharfbegrenzte Krystalle, welche beim Sanidin viel seltener zu beobachten sind als beim Quarz, sind oft von einer Zone mikrokrystallinischer Substanz umgeben und nicht

selten mechanisch deformirt. Mitunter umschliesst der Sanidin negative Krystalle, welche von Gas erfüllt sein dürften.

Biotit in braungrünen Leisten fand sich in den meisten Schliffen: auch an ihm erkennt man mechanische Einwirkungen, welche sich in einer Verbiegung oder Verschiebung der Lamellen in der Richtung der Fortbewegung des Magmas äussern. Die Grösse der Individuen schwankt von den Dimensionen makroskopischer Blättchen bis zu derjenigen winziger Kryställchen, welche sich erst bei stärkster Vergrösserung an ihrer Absorption erkennen lassen.

Tridymit liess sich nicht in allen untersuchten Stücken mit gleicher Sicherheit nachweisen. Nur vereinzelt beobachtete ich an den flockig-schuppigen Massen mit schwacher Licht- und Doppelbrechung, welche oft einen Hauptbestandtheil der Grundmasse bilden, deutliche Anzeichen einer krystallographischen Begrenzung. Wo die undulöse Auslöschung eine optische Untersuchung erlaubte, zeigten dieselben den Charakter eines optisch einaxigen Minerals.

Zirkon wurde in einem Gesteine von Ajios Chrysóstomos mit Sicherheit nachgewiesen. Der grösste beobachtete Krystall besass eine Länge von 0·07 Millimetern und liess deutlich negative Krystalle erkennen.

Magnetit und Apatit sind nur spärlich vorhanden. Glassubstanz war nirgends aufzufinden; die Grundsubstanz ist mikrofelsitisch, in den verwitterten Gesteinen ist sie grossentheils in Calcit und grünliche faserige Aggregate umgewandelt.

e) Trachyte.

Trachyt fand ich auf der Insel nicht anstehend, sondern nur in zwei Blöcken zwischen Eptakómi und Platanissó. Das eine der Gesteine ist ein echter Trachyt, das andere ein Trachyt-Pechstein.

Ersteres besitzt eine graue Färbung und zeigt in einer kryptokrystallinen Grundmasse bis 6 Millimeter lange Hornblendenadeln, daneben tritt Augit, Orthoklas und Plagioklas auf. Die Hornblende findet sich nur in grossen Individuen und lässt zonaren Aufbau und randliche Einschmelzung wahrnehmen, welch letztere mit gleichzeitiger Bildung von grünem Augit und viel Magnetit verbunden ist. Der Augit tritt in hellgrünen Individuen auf, welche zwei Generationen angehören; die grossen Augitkrystalle der ersten Ausscheidung zeigen ähnliche Corrosionserscheinungen wie die Hornblende. Sanidin

und Plagioklas sind beide reichlich vorhanden, ersterer oft erfüllt von Grundmasseeinschlüssen, welche manchmal an Menge die Sanidinsubstanz überwiegen. Apatit in grossen Individuen bis zur Grösse von 1 Millimeter findet sich in Menge.

Der Pechstein besitzt die Kennzeichen einer raschen Erstarrung, wodurch er oberflächlich ein breccienartiges Aussehen erhält; er zeigt schon makroskopisch eine deutliche Fluidalstructur. Als Einsprenglinge erkennt man unter dem Mikroskope Sanidin, Plagioklas und ansehnliche Mengen von Pyrit. Bemerkenswert sind Aggregate des letzteren Minerals, welche in ihrer Form auf Biotit, theilweise auch auf Augit hinweisen. Pyrit findet sich ausserdem zusammen mit Epidot auf Gängen in der Grundmasse und in die Feldspathkrystalle eingeschlossen. Die Ausfüllung oder Auskleidung der zahlreichen Blasenräume, welche das Gestein durchsetzen, wird durch ausgezeichnete polygonale Täfelchen von Tridymit gebildet, welche kaum mit der Lupe wahrnehmbar sind.

f) Tuffe.

Die Beschreibung der eruptiven Massen möge schliessen mit einer kurzen Erwähnung der Tuffvorkommnisse auf der Insel. Die Tuffe, welche ich nur in der Nordkette und im Hügellande von Strúllos vorgefunden habe, stehen mit aller Wahrscheinlichkeit mit den Eruptionen der Andesite und Liparite im Zusammenhange.

In der Nordkette sind Tuffe zusammen mit rothbraunen Andesitmandelsteinen, besonders bei Ajios Chrysóstomos, recht häufig; zwischen den gegen die Kreidekalke einfallenden Sandsteinbänken treten dort eruptive Massen hervor, welche aus abwechselnden Lagen von Mandelsteinen und gelblichbraunen, an Schlacken reichen Aschen bestehen. In denselben liegen Blöcke des grünlichen eocänen Mergels eingebettet. Solche Tuffe scheinen in der Nordkette ziemlich verbreitet zu sein, werden indess leicht übersehen, da sie sich in der Farbe fast nicht von den miocänen Sandsteinen unterscheiden.

Liparitische Tuffe finden sich bei Kythraea; ich beobachtete dort in der Nähe der anstehenden Liparite braungelbe Aschen, deren reicher Gehalt an grossen Anomitkrystallen ihre Zugehörigkeit zu ersterem Gesteine zur Gewissheit machen dürfte.

Endlich sind wohl auch die rothen oder grünlichen erdig verwitterten Massen, welche grosse Verbreitung bei Strúllos besitzen

und aus denen die Felsbildungen der Quarzaugitandesite hervorragen, als zersetzte Tuffe aufzufassen.

Insbesondere in der Nordkette hat die Lagerung der Tuffe einen grossen Theil jener Störungen erfahren, welchen dieser Theil der Insel unterworfen war, so dass sich über ihre Tektonik und ihren Zusammenhang mit den massigen Gesteinen kaum mehr als Vermuthungen äussern lassen.

Damit glaube ich, soweit mich meine Beobachtungen und das gesammelte Material hierfür in den Stand setzten, eine Darstellung des geologischen Vorkommens und der Beschaffenheit der am Bau der Insel betheiligten massigen Gesteine geboten zu haben, und es bleibt mir noch die Aufgabe, näher auf die Beziehungen zwischen den Eruptivmassen und den sedimentären Gesteinen, d. h. auf ihr geologisches Alter, einzugehen.

3. Alter der Gesteine.

Die Lösung der Frage nach dem Alter der Eruptivmassen ist auf Cypern im allgemeinen keine so schwere als an anderen Orten, da sich für die meisten ein Contact mit tertiären Sedimenten constatiren lässt.

Schon Gaudry hat sämmtlichen Eruptivgesteinen ein nachmiocänes Alter zugeschrieben. Er fasst die von mir als Diabase und Andesite getrennt beschriebenen Gesteine unter die Classe der „ophitischen Gesteine“ zusammen und zieht Schlüsse auf das Alter der ersteren aus Beobachtungen, welche er über den Contactmetamorphismus der Andesite angestellt hat. Gegen eine Gleichartigkeit der braunrothen Mandelsteine und der Diabase sprechen mit Entschiedenheit die grossen Unterschiede in der Structur beider; eher liesse sich an eine Zusammengehörigkeit der Diabase und der zersetzten grünen Andesite denken, wenn man letztere als eine Randfacies der ersteren auffasst. Da die „chloritischen Andesite“ sicher tertiären Alters sind, so wäre damit auch den Uralitdiabasen tertiäre Entstehung zugesprochen, und man hätte es dann mit einem Gestein zu thun, welches vollkommen einem „Propylit“ entspräche. In der That habe ich in der von Herrn Dr. Möricke aus Chile mit-

gebrachten Gesteinssuite ein Gestein aus der Randfacies der dortigen Propylite gesehen, welches sehr an die chloritischen Andesite Cyperns erinnert. Bis jetzt habe ich indess noch kein sicheres Anzeichen weder für eine Zusammengehörigkeit beider Gesteine, noch für ein tertiäres Alter der Diabase, welche ich im Gegensatze zu Gaudry als ein vortertiäres Gestein aufzufassen gezwungen bin.

Alle übrigen auf der Insel anstehenden Eruptivmassen, der Serpentin, der Gabbro und die übrigen Diallaggesteine, die Andesite und Liparite kamen frühestens in der Miocänzeit zum Ausbruch, wie sich dies deutlich durch Contacterscheinungen an miocänen Sedimenten nachweisen lässt.

Serpentine tertiären Alters sind aus Ober-Italien, Elba und Bosnien längst bekannt, sie gehören der eocänen Periode an. Blanckenhorn[1]) berichtet von Serpentinen aus dem Sarikaja-Gebirge Nord-Syriens, welche eocäne Kalke durchbrechen und sich als Kuppe über dieselben ausbreiten.

Auf Cypern haben die Serpentine miocäne Schichten durchbrochen und sich als Lager zwischen denselben ausgebreitet. Stellenweise liegen sie am Fusse miocäner Kalkhügel frei zu Tage; nirgends konnte eine Durchbrechung des ganzen miocänen Schichtencomplexes mit Sicherheit nachgewiesen werden. Die Contacterscheinungen, welche die Serpentinausbrüche hervorriefen, sind vorzugsweise mechanischer Art. Von den emporsteigenden Massen wurden Trümmer der durchbrochenen Gesteine zur Oberfläche gerissen, und so finden sich jetzt überall da, wo die Erosion die Serpentine freigelegt hat, auf ihrer Oberfläche Stücke der miocänen Sandsteine, oft mächtige Blöcke von dichten Kalkgesteinen, die ganz den Kreidekalken der Nordkette gleichen, Schollen von Nummulitenkalk und vereinzelt auch Stücke von Diabas. Insbesondere die von den Serpentinen emporgerissenen Blöcke des dichten Kalkes nehmen mitunter gewaltige Dimensionen an: ich beobachtete einen solchen nördlich von Marathúnda bei Ktima, dessen Länge ich auf 80 Meter schätzte, während seine Höhe 20 Meter betragen mochte. Ohne Zweifel haben die eruptiven Massen auch die mitunter bedeutenden Störungen hervorgerufen, welche die miocänen Schichten durchgängig in der Nähe der Serpentine erkennen lassen. Am meisten

---

[1]) M. Blanckenhorn, Das Eocän in Syrien. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1890, 330.

fielen mir dieselben im Westen der Insel beim Abstieg von Aródes nach Pejia und auf dem Wege von Altpaphos (Kúklia) nach Omodos zwischen Suskiú und Kithási auf. Nachdem man längere Zeit über ein von fast horizontalen Kalkbänken gebildetes Plateau geritten ist, führt der Weg plötzlich steil in ein ziemlich tiefes Thal hinab, und bevor man noch der südlicher gelegenen Serpentinmassen ansichtig wird, bemerkt man schon eine weitgehende Störung in der Lagerung der Kalkbänke, welche in zahlreiche Schollen von verschiedenem Fallen und Streichen zertrümmert erscheinen. Noch auffallender ist die Erscheinung bei Suskiú, wo die Serpentine eine Aufrichtung und Faltung der sonst fast unmerklich nach Süden einfallenden Schichten und vielfache Niveauverschiebungen derselben verursacht haben.

Ausser zu diesen mechanischen Erscheinungen führt der Contact mit den Serpentinen zu einer Frittung oder Verkieselung der Gesteine, während eine Bildung von Contactmineralen niemals wahrzunehmen ist.

Für das Alter der Tróodos-Serpentine fehlen natürlich, bei dem Mangel umgebender Sedimente, sichere Anzeichen; man wird sie wohl für gleichalterig mit den übrigen Serpentinen halten dürfen. Tuffe, welche Diallag, Plagioklas und Bronzit enthalten und somit der Zusammensetzung eines Gabbros entsprechen, fanden sich in einem an Foraminiferen reichen miocänen Kalksteine und dürften vielleicht mit den Eruptionen der Diallaggesteine im Zusammenhange stehen.

Ueber die Contacterscheinungen der Andesite (beziehungsweise „Ophite“) hat Gaudry bereits so eingehend berichtet[1]), dass mir nur wenig zu sagen bleibt.

Contacte von grünen Andesiten und tertiären Gesteinen sind seltener zu beobachten als solche zwischen den Mandelsteinen und letzteren. Nur bei Limni habe ich im grünen Andesit gefrittete Schollen von miocänem Kalke gefunden, dessen Schichten durch den Contact eine verticale Zerklüftung erfahren haben, die zur Bildung würfelförmiger Stücke führte.

Am deutlichsten habe ich den Contact zwischen den rothbraunen Andesiten und den miocänen Kalken bei Alámbra beobachtet. Bei Dáli, etwas nördlich von Alámbra, zeigen die miocänen Kalke noch fast

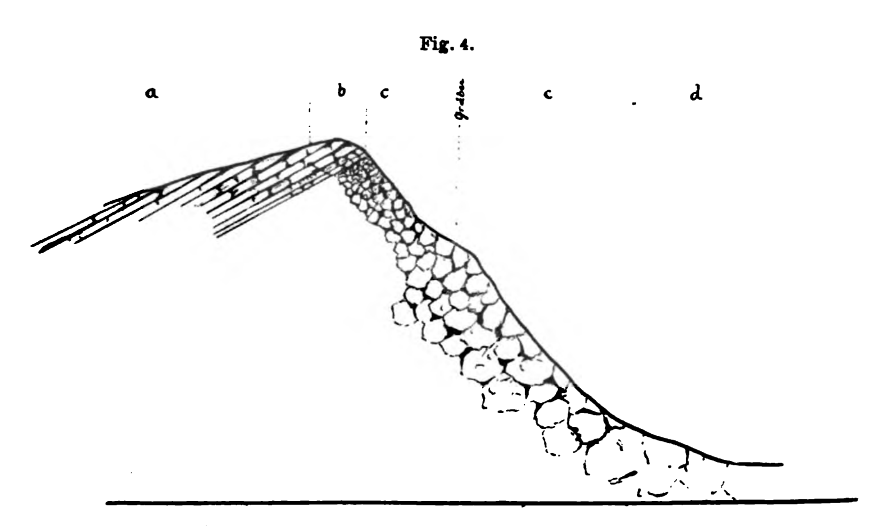
---

1) a. a. O., 188—196.

horizontale Lagerung (Str. nördlich 90° westlich, F. 5° nördlich) und keine Spur von Verkieselung. In nächster Nähe der Andesite fallen die Kalke stark gegen Norden ein und im Contacte mit denselben zeigen sie deutliche Spuren einer Frittung, enthalten viel Hornstein und sind durchzogen von Achatmassen. Steigt man den ziemlich steilen Abhang gegen Süden hinab, so findet man die Kalkschichten unterlagert von einer Andesitbreccie, deren gerundete oder eckige Trümmer bis zu Kopfgrösse erreichen und an Dimension zunehmen, je weiter man sich von den Miocänkalken entfernt. Erst ungefähr 250 Meter südlich des Absturzes, 75 Meter unterhalb desselben, beginnt das Gestein compact zu werden.

Allgemein lassen sich tectonische Störungen an den miocänen Kalken in unmittelbarer Nähe der Andesite wahrnehmen, und sie treten oft so unvermittelt auf, dass ein Zusammenhang derselben mit den Eruptionen der letzteren angenommen werden muss. Die unter den weissen Kalken ruhenden Mergel haben oft in der Nähe

Fig. 4.



Contact zwischen den Andesiten und miocänen Kalken bei Alámbra.

a = Weisse, brüchige Miocänkalke. *b* = weisse, gefrittete, Hornstein und Achat führende Miocänkalke. *c* = Andesitbreccie. *d* = Compacte Andesite.

der eruptiven Massen eine röthliche Färbung angenommen und enthalten insbesondere in der Umgebung von Strúllos im Contacte mit den Quarzandesiten Stücke von Pyrolusit. Die Contacterschei-

nungen in der Nähe letzterer Gesteine hat schon Gaudry[1]) einer eingehenden Betrachtung unterzogen und auch des Vorkommens der Umbra-Erde vom Mávro-Vuni, welche bei Strúllos an der Grenze der plutonischen und sedimentären Gebilde ansteht, Erwähnung gethan.

Auch die Liparite von Kythraea haben miocäne Schichten durchbrochen, sind also sicherlich jünger als diese; ob sie nicht vielleicht einer ganz jungen Periode angehören, wie es in Anbetracht ihrer frischen Erhaltung nicht unmöglich wäre, lässt sich bis jetzt nicht sicher entscheiden. So viel ist gewiss, dass alle übrigen massigen Gesteine vor der Ablagerung der oberen Pliocänschichten zum Ausbruch gelangten, welche niemals Contactmetamorphosen erkennen lassen, ungestörte Lagerung zeigen und oft Gerölle plutonischer Natur enthalten.

Die steile Aufrichtung und Faltung der miocänen Ablagerungen, welche einen grossen Theil der Nordkette bilden, lassen sofort erkennen, dass das Alter der Insel Cypern in ihrer heutigen Gestaltung noch ein sehr jugendliches ist und sich da, wo heute ein über tausend Meter hohes Kettengebirge emporragt, in verhältnismässig kurzer Zeit Vorgänge abgespielt haben, welche mit gewaltigen dynamischen Erscheinungen verbunden gewesen sein müssen. Es liegt nahe, nach einem Zusammenhange dieser Ereignisse mit einem Theil der plutonischen Ausbrüche, deren Producte ich soeben beschrieben habe, zu suchen. Insbesondere die andesitischen Mandelsteine, die, wie ich gezeigt habe, in der Nordkette eine ausgedehnte Verbreitung besitzen, sind geeignet, das Interesse auf diesen Gegenstand zu lenken. Ich möchte die vorliegenden Untersuchungen nicht abschliessen,

[1]) a. a. O., 191—192. Gaudry theilt die Zusammensetzung der von Terreil analysirten Umbra-Erde von Strúllos mit. Dieselbe enthält in zwei untersuchten Proben:

$Si\,O_2$	12·28	19·56
$Al_2\,O_3$	5·20	6·61
$Ca\,CO_3$	8·41	Spur
$Mg\,CO_3$	1·70	1·02
$Fe_2\,O_3$	40·03	41·27
$Mn\,O_2$	24·85	24·42
Org. S., Wasser	7·53	7·12
	100·00	100·00

ohne wenigstens den Versuch gemacht zu haben, an der Hand der Entstehungsgeschichte der Insel die Zeit des Ausbruches jener Gesteine näher zu bestimmen.

Als erster Anfang der Insel Cypern haben wohl die Diabasmassen des Tróodos-Gebirges aus dem Meere der II. Mediterranstufe, welcher die obermiocänen Ablagerungen der Insel nach Suess[1] angehören, hervorgeragt. Der II. Mediterranstufe folgte ein allgemeiner Rückgang des Meeres, dessen östliche Ufer damals ungefähr bis Corsica und Sardinien[2]) vorgerückt waren und damit auch eine Trockenlegung der Sedimente, welche heute einen grossen Theil der Nordkette und die Hänge des Tróodos bilden. Ablagerungen, wie z. B. Paludinenschichten, welche der levantinischen Gruppe der III. Mediterranstufe[3]) entsprächen, sind mir auf Cypern nicht bekannt geworden, vielmehr hat sehr wahrscheinlich zu jener Zeit eine theilweise Erosion der Miocänschichten und die Ablagerung der grossen Massen von Flussgeröllen stattgefunden, deren Reste ich bei Kythraea und auf dem Nordhange der Kette vorfand und deren Gesteinsmaterial der heutigen Insel fremd ist. In die III. Mediterranstufe, also in die Zeit des mittleren Pliocäns, fällt die Aufrichtung der Nordkette. Der nach Nordost gebogene Verlauf der Nordkette weist vielleicht darauf hin, dass die aufrichtende Kraft von Norden her gewirkt hat und man könnte eine im Norden der Insel absinkende Scholle als die Ursache des Druckes ansehen. Wie ich schon erwähnte, hat die Aufrichtung des Gebirges wahrscheinlich zu den Druck- und Gleiterscheinungen geführt, welche man allenthalben in der Nordkette wahrnimmt.

Den grössten Widerstand müssen der Faltung die harten, dickbankigen Kreidekalke entgegengesetzt haben; die steile Aufrichtung und die Zertrümmerung der letzteren hat wohl zu den bedeutenden Störungen geführt, deren Folge die zahlreichen Andesitausbrüche in der Nordkette gewesen sind. So ist es leicht verständlich, weshalb das Auftreten der Andesite immer gerade an die Grenze zwischen den Sandsteinen und den dichten Kalken gebunden ist.

Die miocänen Kalke des Tróodos zeigen nur geringe Störungen, welche theilweise sogar localer Natur und durch das Hervorbrechen

[1]) E. Suess, Das Antlitz der Erde. I, 412.

[2]) a. a. O., I, 426.

[3]) a. a. O., 429.

plutonischer Massen herbeigeführt sein mögen; es scheint, als habe sich das Tróodosmassiv als „Horst" dem von Norden wirkenden Drucke entgegengestellt, welch letzterer dann zu der Zertrümmerung und der bankartigen Absonderung der Diabase, vielleicht auch zu deren Uralitisirung geführt hat.

Die Aufrichtung der Nordkette war geschehen, als mit dem Beginne der IV. Mediterranstufe [1]) das Mittelmeer das neue Gebirge theilweise wieder unter Wasser setzte: die Ablagerungen des oberen Pliocäns finden sich, abgesehen von geringen Störungen, welche ich im Karpás beobachtete, horizontal über die Schichtenköpfe des Miocäns gelagert. — Ein breiter Meeresarm trennte die Nordkette vom Tróodos-Gebirge, welches ihr als Insel gegenüberlag. Das allmähliche Sinken des Mittelmeerspiegels, das sich allerorts beobachten lässt und zu einer scheinbaren Hebung der Küsten geführt hat, brachte auch die Trockenlegung der Mesoréa mit sich, welche so seit der jüngsten geologischen Zeit die Brücke bildet zwischen zwei ehemaligen Inseln, der Nordkette und dem Tróodosmassive.

[1]) a. a. O., 428.

Erklärung der Karte.

Auf dem beigegebenen Kärtchen sind die von massigen Gesteinen eingenommenen Theile der Insel allgemein durch punktirte Linien umgrenzt; soweit meine eigenen Beobachtungen nicht hinreichten, wurde die Karte Gaudry's berücksichtigt. Eine Unterscheidung der einzelnen Gesteine wurde fast ausschliesslich auf Grund eigener Wahrnehmungen durchgeführt und musste deshalb für gewisse Gebiete der Insel, welche nicht besucht werden konnten, unterbleiben.

Es mag an dieser Stelle eine kurze Angabe meiner Reiserouten folgen, deren Einzeichnung ich unterliess, um die Uebersichtlichkeit des Kärtchens nicht zu beeinträchtigen.

I. Von Limassol längs der Südküste nach Lárnaka.

II. Touren in der nächsten Umgebung von Lárnaka.

III. Von Lárnaka über Athna nach dem Cap Greco, Paralímni, Famagusta, Ajios Sergios, über Kalopsýda nach Strúllos, Athénu und Nicosía.

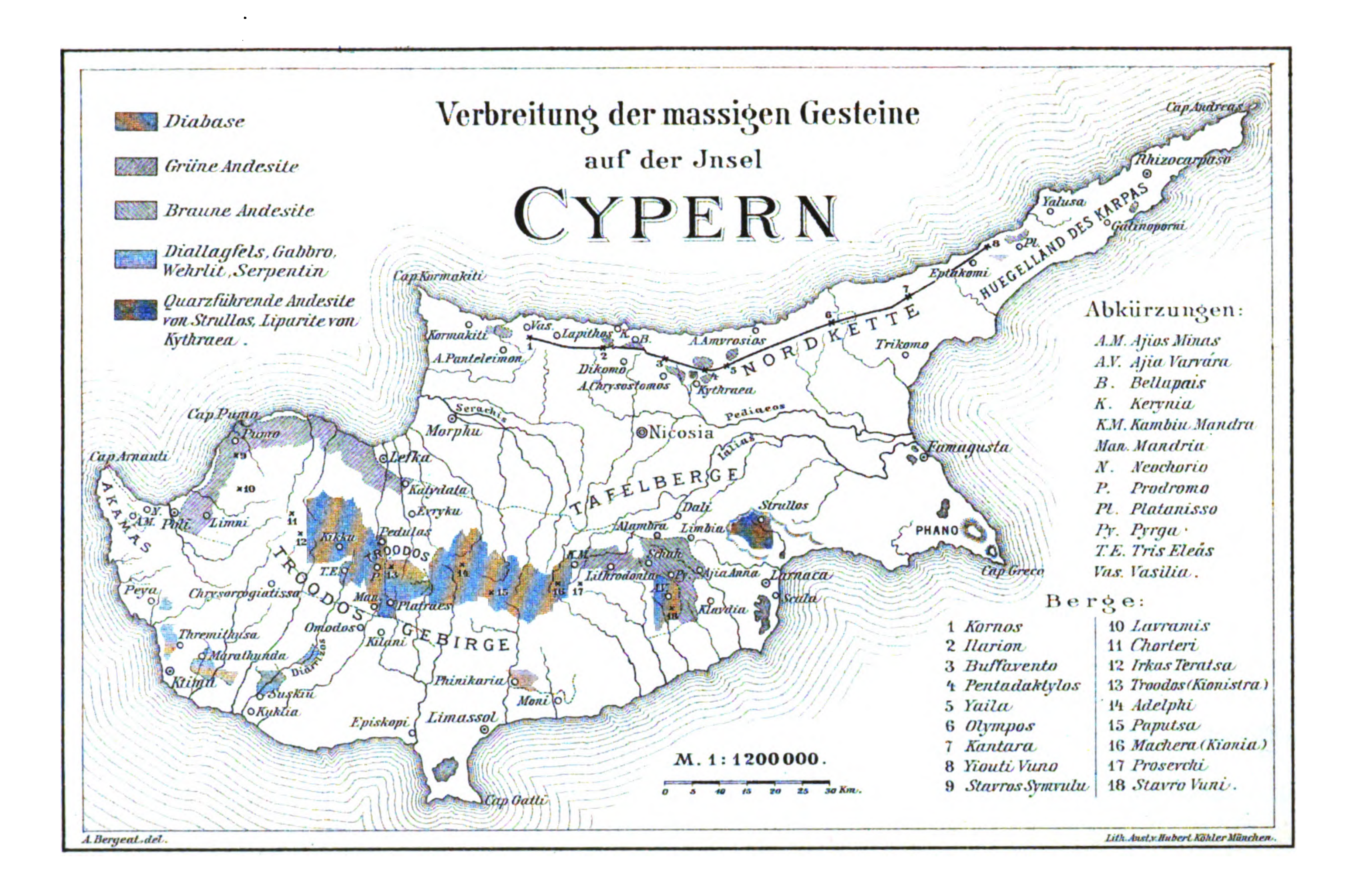
IV. Von Nicosía nach Alámbra und zurück.

V. Von Nicosía nach Ajios Chrysóstomos. Eine Woche in Ajios Chrysóstomos, Besteigung des Buffavento und der Karkótissa. Nach Kythraea, Ajios, Amvrósios, Phlamúdi, über die Kantára nach Eptakomi, Platanissó, Yalúsa, Rhizokárpaso. Zurück nach Nicosía über Gallipórni, Yénagra und Kythraea.

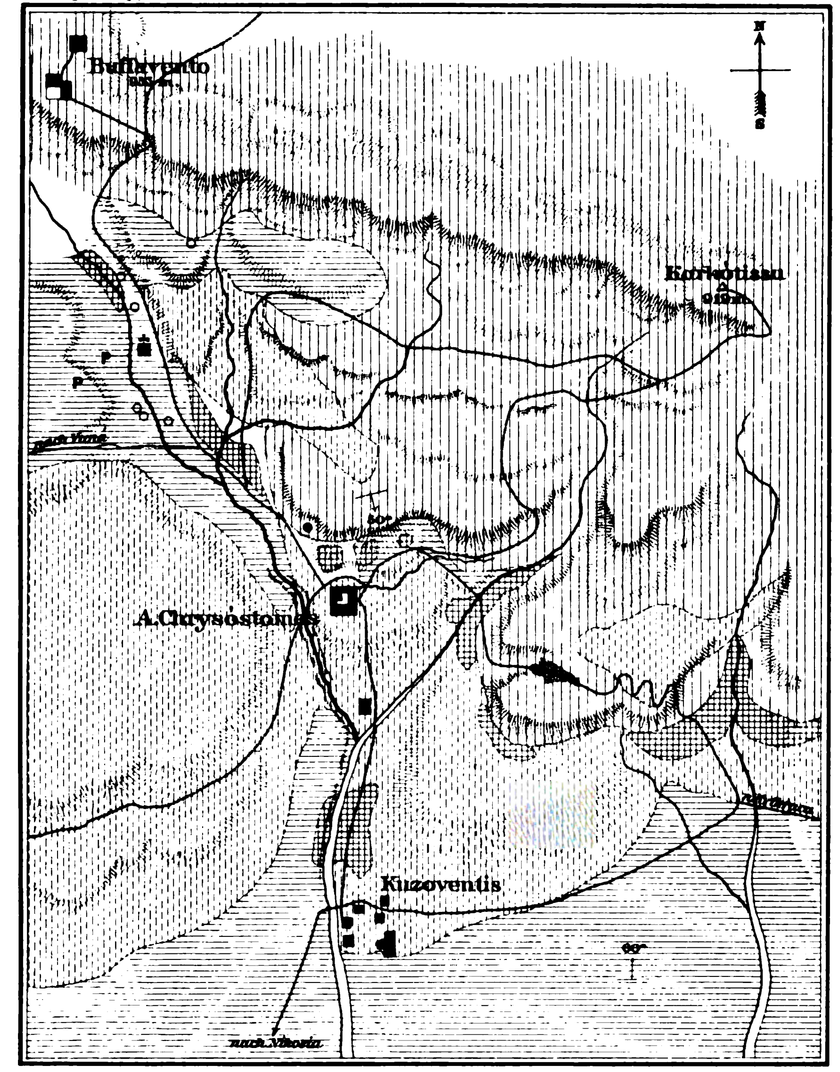
VI. Von Nicosía über Díkomo nach Bellapais; über Kerýnia nach Lápithos, Vasilia, Panteleimon und Nicosía.

VII. Von Nicosía nach Katídata, Léfka; längs der Küste nach Limni und Póli tu Chrysóku, nach Pejia und Ktima. Ausflug nach Marathúnda, Mesojí und Lémba. Ueber Ajia Varvára nach Kúklia, Kithási, Omodos, Phini und Kikku. Auf den Tróodos und nach Páno-Pláträs. Ueber Pascha Livadi nach Alóna, Palaeochorío Pharmakás und Gúrri nach dem Kloster Macherá. Besteigung der Kiónia. Nach Lythrodónta, Kalochorío und Lárnaka.

VIII. Ueber Kalochorío und Pyrga auf den Stavro-Vuni. Zurück nach Lárnaka über Anklisides.



Verbreitung der massigen Gesteine
auf der Jnsel
CYPERN
Diabase
Grüne Andesite
Braune Andesite
Diallagfels, Gabbro, Wehrlit, Serpentin
Quarzführende Andesite von Strullos, Liparite von Kythraea.
Abkürzungen:
A.M. Ajios Minas
A.V. Ajia Varvara
B. Bellapais
K. Kerynia
K.M. Kambiu Mandra
Man. Mandria
N. Neochorio
P. Prodromo
Pl. Platanisso
Py. Pyrga
T.E. Tris Eleás
Vas. Vasilia.
Berge:
1 Kornos
2 Ilarion
3 Buffavento
4 Pentadaktylos
5 Yaila
6 Olympos
7 Kantara
8 Yiouti Vuno
9 Stavros Symvulu
10 Lavranis
11 Chorteri
12 Irkas Teratsa
13 Troodos (Kionistra)
14 Adelphi
15 Paputsa
16 Machera (Kionia)
17 Prosevchi
18 Stavro Vuni.
M. 1:1200000.
0 5 10 15 20 25 30 Km.
Cap Andreas
Rhizocarpaso
Yalusa
Galinoporni
HUEGELLAND DES KARPAS
Eptakomi
Cap Kormakiti
Kormakiti
Vas.
Lapithos
A. Amvrosios
A. Panteleimon
Dikomo
A. Chrysostomos
Kythraea
NORDKETTE
Trikomo
Cap Pumo
Pumo
Cap Arnauti
AKAMAS
Limni
Serachis
Morphu
Nicosia
Pediaeos
Ialias
Famagusta
Lefka
Kalydata
Evryku
TAFELBERGE
Dali
Strullos
PHANO
Cap Greco
Alambra
Limbia
Kikku
TROODOS
Pedulas
T.E.
Man.
Platraes
K.M.
Lithrodonta
Ajia Anna
Larnaca
Scala
Klavdia
Peya
Chrysorrogiatissa
TROODOS GEBIRGE
Omodos
Kilani
Thremithusa
Marathunda
Ktima
Diarizos
Suskiu
Kuklia
Phinikaria
Moni
Episkopi
Limassol
Cap Gatti
A. Bergeat. del.
Lith. Anst. v. Hubert Köhler München.



VERBREITUNG ANDESITISCHER MANDELSTEINE UND TUFFE

in der

Umgebung des Klosters

AJIOS CHRYSOSTOMOS.

Maßstab 1:20.000.

Meter.

Kreidekalk	Liparitblöcke
Miocäner Sandstein	Zersetztes Diallaggestein
Kreidekalk-Breccie	Versteinerungen
Andesite und Tuffe	Gefritteter Kreidekalk

Tschermak's Mineralog. u. petrograph. Mittheilungen, Band XII, Heft 4.

Verlag von Alfred Hölder k. u. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

XXII. Ueber Granat-Granulit in Tirol.

Von **P. Innocenz Ploner** in Innsbruck.

(Aus dem mineralogisch-petrographischen Institute der Universität.)

(Mit 3 Textfiguren.)

In den verflossenen Jahren hat Herr Prof. Dr. A. Cathrein die krystallinen Schiefergebiete der Tiroler Alpen für eine herauszugebende Sammlung von Dünnschlifftypen näher durchforscht. Die reichlichen neuen Ergebnisse dieser Begehungen erfordern zunächst mehrere einzelne Vorarbeiten, um schliesslich den Gegenstand einer grösseren Abhandlung über die krystallinen Schiefer Tirols zu bilden. Mit einer dieser Specialuntersuchungen nun hat Herr Prof. Dr. A. Cathrein mich betraut und mir hierbei seine Anleitung und Unterstützung zukommen lassen. Die Wanderungen von 1889 hatten Herrn Prof. Cathrein auch nach Nons- und Sulzberg und in das Val Pescara oder Val di Rumo, welches bei Cagnò an der Grenze zwischen Nons- und Sulzberg in die Noceschlucht mündet, geführt, wo ihm in der weit ausgebreiteten Schottermasse des Pescarabaches einige grössere und kleinere Geschiebe auffielen, die nach ihrem äusseren Ansehen für Granatgneisse zu halten waren. Der eigenthümliche Schimmer auf den Absonderungsflächen der Granate, sowie das Vorhandensein von Bestandtheilen, die man in den Gneissen gewöhnlich nicht findet, kurz die Eigenart des Gesteines veranlassten Herrn Prof. Cathrein, Handstücke mitzunehmen, die er mir mit den betreffenden Dünnschliffen zur näheren Untersuchung übergab.

Die einzelnen Stücke, wie sie in dem Bachschotter liegen, zeigen in Ausbildung, Zusammensetzung und Gefüge einige Mannigfaltigkeit, doch trägt ihre Gesammtheit ein ganz bestimmtes, einheitliches Gepräge, so dass ihre Zusammengehörigkeit nicht zweifelhaft bleibt. Wie bei den meisten anderen Gesteinstypen finden wir auch hier nichts Eintöniges, sondern die äussersten Glieder sind durch stetige Uebergänge mit einander verknüpft. Die Häufigkeit und das Auftreten in dem einen Bachbette berechtigen zur Annahme, dass dieses Gestein in den Gründen des Pescarathales anstehe. Die mir vorliegenden Handstücke gehören zweien von einander ziemlich abstehenden Gliedern an; sie unterscheiden sich wesentlich durch

die Korngrösse und sollen daher durch die Bezeichnung grobkörnig und feinkörnig unterschieden werden.

Es folgt zunächst deren makroskopische Beschreibung.

Die Gneissähnlichkeit spricht sich vorerst in der Schieferung aus. Im grobkörnigen Handstücke ist dieselbe allerdings mehr versteckt, dafür ist sie beim feinkörnigen umso ausgeprägter. Sowohl am Längs- als am Querbruche verlaufen hier in parallelen, geknitterten Wellen weisse und bläulichbraune Bänder, welche ohne scharfe Grenzen allmählich in einander verfliessen und durch ihre regelmässige Vertheilung dem ganzen Gesteine ein schönes, gleichmässiges Aussehen geben. Die Länge der Flasern wechselt; einzelne lassen sich um den ganzen Umfang des Handstückes als Grenzen durchgehender Blätter verfolgen, während sich andere schon in einer Länge von einigen Centimetern allmählich verlieren. Ihre Breite ist im allgemeinen gering, selten grösser als 2 Millimeter. Auch in den Bestandtheilen und deren Gefüge stimmt unser Gestein auffallend mit den Gneissen überein. Wie bei den meisten Gneissen treten hier hellere und dunklere Bestandtheile auf; die helleren entsprechen dem Quarz und den Feldspathen der Gneisse, die dunkleren können dem Biotit und seinen Vertretern verglichen werden. Dazu kommt noch, dass besonders im feinkörnigen Handstücke zahlreiche Muscovitschüppchen eine der Schieferungsebene entsprechende Lagerung besitzen und dadurch dem Gesteine auf dem Hauptbruche ein schimmerndes Aussehen verleihen, wie es die typischen Gneisse charakterisirt.

Unter den Bestandtheilen tritt vor allem der Granat hervor, und zwar vermöge seiner selbständigen Gestalt, seiner beträchtlichen Grösse, sowie durch bedeutende Anzahl und auffallende Färbung. Im feinkörnigen Gesteine haben fast alle Granatkrystalle denselben Durchmesser von 3—4 Millimetern. Im grobkörnigen Gesteine kommen Nester vor, wo eine Unmasse kleiner Granatkryställchen dicht nebeneinander gelagert sind, so dass die übrigen Gemengtheile bis auf ein Drittheil des Raumes zurückgedrängt werden. Im übrigen Theile dieser Gesteinsvarietät erreicht die Mehrzahl der Granate, welche in dem weissen Aggregate gleichsam porphyrisch eingesprengt erscheinen, einen Durchmesser von 6—8 Millimetern; zwischen diesen grösseren Körnern sind einige kleinere eingelagert. In der Vertheilung der Granate ist also hier eine bestimmt ausgesprochene Regelmässigkeit nicht zu erkennen; an einzelnen Stellen sind sie

mehr gehäuft, an anderen wieder spärlicher, doch sind immer so viele vorhanden, dass wenigstens ein Vierttheil der Bruchfläche von Granaten besetzt ist. Ihre Färbung ist gelblich- bis röthlichbraun; das ganze Gestein erhält dadurch ein ins Röthliche schlagendes Aussehen. Das Merkwürdige an diesen Granaten liegt darin, dass viele am Bruche spiegelnde, perlmutterglänzende Flächen zeigen, die sich hie und da über die ganze Bruchfläche erstrecken, meist jedoch kleiner sind. Seltener trifft man den Fall, dass mehrere solcher Flächen anscheinend parallel das Korn durchsetzen, und dass dann durch Abbröckeln einzelner Theile mehr oder weniger regelmässige, spiegelnde Treppen entstehen. An manchen Krystallen erkennt man im Innern einen aus glänzenden Biotitblättchen zusammengesetzten Kern, andere Granate sind von schwarzen Biotitschüppchen, wie von einer Hülle, umgeben. Schon das weist darauf hin, dass der Biotit Ursache jener Spiegelung sein dürfte, was der Dünnschliff bestätigte. Im übrigen sehen die Granate frisch aus und zeigen matten Glasglanz oder Fettglanz. Einzelne sind so sehr zerbrechlich, dass sie sich schon zwischen den Fingern zu Pulver zerreiben lassen. Die Ursache hiervon liegt wieder in zahllosen kreuz und quer das Korn durchsetzenden Sprüngen, welche durch Biotit leicht verbunden sind. Vollkommene Krystallflächen sind selten, scharfe Kanten oder Ecken nicht entwickelt, so dass die Granate fast durchwegs die Form gerollter Dodekaëder haben.

Im Granat haben wir den wichtigsten der dunkleren Bestandtheile kennen gelernt, welcher auf Grund seiner regelmässigen Umrisse, die auch beim Schlagen des Gesteines hervortreten, zu den zuerst gebildeten Gesteinsgemengtheilen gehört. Unter den helleren Elementen tritt der Feldspath in den Vordergrund. Im Handstücke mit feinerem Korn setzt er in kleinen Körnchen die oben erwähnten weissen Bänder zusammen, während er im Handstücke mit gröberem Korn in grösseren, innig verwachsenen Krystallen eine Art Grundmasse bildet, in welcher die Granate eingebacken sind. Es treten hier oft mattglänzende Krystallflächen von Feldspath in der Grösse eines Quadratcentimeters auf: diese Flächen lassen oft schon mit freiem Auge Zwillingsstreifung erkennen. Neben den Feldspathen kommen im feinkörnigen Gesteine noch Quarzkörnchen vor, die stellenweise auch über die Feldspathe vorherrschen können; in der grobkörnigen Varietät fehlt Quarz anscheinend ganz.

Der Färbung nach die Mitte haltend zwischen den braunen Granaten und weissen Feldspathen, tritt ein anderer Bestandtheil auf, welcher seiner Menge nach den Granaten oder Feldspathen wenig nachstehen dürfte, aber so innig mit letzteren verwachsen ist, dass er sich nur bei genauer Beobachtung gut abhebt. Es sind kleine bis sehr kleine, lebhaft- oder blassbläuliche Körner, welche im Handstücke mit feinerem Korn etwas grösser erscheinen und einen Längendurchmesser von 5—7 Millimetern erreichen können. Diese grösseren Säulchen sind auch deutlich von den anderen Bestandtheilen zu unterscheiden. An den blauen Flecken und den wellig gebogenen, oft geknickten Flächen, nach denen auch Spaltbarkeit auftritt, lässt sich dieser Bestandtheil als Cyanit erkennen.

Als nächst wichtiges Element ist der Glimmer zu nennen. Im Handstücke mit feinerem Korn ist er reichlich vorhanden, sowohl als Muscovit, als auch, und zwar in viel bedeutenderer Menge, als Biotit; als Biotit namentlich hilft der Glimmer jene dunklen Bänder zusammensetzen, welche die Schieferung so deutlich charakterisiren. Die Färbung des Muscovits ist weiss, oft schwach ins Gelbliche. Im Handstücke mit gröberem Korn findet man nur verstreute Biotit- und Muscovitschüppchen zwischen den Feldspathen und in und um die Granate herum. Dafür sind hier so viele dunkle, röthliche, halbmetallisch glänzende Rutilnädelchen ausgeschieden, dass die Masse der Feldspathe fast grau erscheint. In beiden Gesteinsproben sind demnach Granat, Feldspath und Cyanit gleichmässig entwickelt, hingegen wechselt der Gehalt an Glimmer, Quarz und Rutil.

Wir betrachten jetzt das Gestein im Dünnschliff. Wenn wir uns die Dünnschliffe zunächst mit freiem Auge ansehen, so finden wir Folgendes zu bemerken:

1. Der Dünnschliff zum Handstücke mit gröberem Korn. In einer glasig durchsichtigen, stellenweise etwas wolkig getrübten Grundmasse eingebettet liegen theils grössere, theils auch kleinere Krystalle von Granat und mittelgrosse Cyanitkörner. Ausserdem bemerkt man, namentlich um die Granate und Cyanite herum, braune Glimmerschüppchen; kleine röthlichgelbe Rutilstängelchen sind selten gut zu unterscheiden. Die Grundmasse ist von zahllosen unregelmässig verlaufenden Sprüngen und Klüften durchsetzt, welchen sie zum Theile die erwähnte weissliche Färbung verdankt. Ein ähnlich verworrenes Netz von Klüften überspannt und durchfurcht die Schnitt-

fläche der Granate. Die äussere Form der letzteren ist sehr unregelmässig zerrissen, dass man nur selten noch die ursprüngliche Dodekaëdergestalt erkennen kann. Die Cyanitdurchschnitte bilden längliche Tafeln, deren Aussehen frisch ist, deren Umrisse aber ebenso unregelmässig und gefranst erscheinen, wie wir es bei den Granaten beobachten konnten. Für die Cyanite sehr charakteristisch ist ein lebhafter, perlmutterartiger Schimmer, der durch zahllose Längsstreifen und Klüfte hervorgebracht wird, welche der Spaltbarkeit der Krystalle nach den Pinakoiden entsprechen. Dieser Schiller ist sowohl im auffallenden als auch im durchfallenden Lichte gleich lebhaft zu beobachten. Schon mit freiem Auge sieht man, dass diese Klüfte nicht gerade verlaufen, sondern ein- oder auch mehrmal wellig gebogen sind. Demgemäss schillert bei einer bestimmten Lage nicht das ganze Blättchen, man kann jedoch den Schiller über das ganze Blättchen verfolgen, wenn man dasselbe in seiner Ebene dreht.

2. Der Dünnschliff zum Handstücke mit feinerem Korn. Dieser Schliff unterscheidet sich vom früheren vorzüglich dadurch, dass die Gneissstructur hier sehr schön hervortritt, wie sie schon das Handstück selbst gezeigt hat. Es wechseln zwei hellere, einschlussfreie Zonen mit drei anderen ab, in denen die weisse Grundmasse fast vollständig von Granaten, Biotiten, Muscoviten und Cyaniten verdrängt wurde; die Grenzlinie zwischen den Zonen ist nicht scharf ausgeprägt. Die Granate sind hier im allgemeinen kleiner aber frischer, mit deutlich rhombendodekaëdrischen Umrissen. Die Glimmer liegen besonders gehäuft um die Granate herum. Auch die Cyanite zeigen gut erhaltene Formen; ihre Grösse wechselt. Rutile sind sehr spärlich vorhanden.

Wir gehen nun über zur mikroskopischen Untersuchung der Dünnschliffe und betrachten zunächst jenen Theil, den man bei Ansicht mit freiem Auge für eine Art Grundmasse hält, in welcher die dunkleren Bestandtheile eingelagert erscheinen.

Auch unter dem Mikroskope ohne Analysator macht diese Masse den Eindruck einer mehr gleichartigen, etwas getrübten Substanz, welche im Schliffe zum Handstücke mit feinerem Korn einige Spuren körnigen Gefüges verräth, indem einzelne, mehr oder weniger scharfe Grenzlinien unregelmässiger Krystalle sich beobachten lassen; solche Grenzlinien fehlen im zweiten Schliffe. Die erwähnte Trübung

wird hervorgebracht einerseits durch grünlichgelbe Körnchen mit starker Lichtbrechung, oder dunklere Pünktchen und Stängelchen mit bald glatter, bald knorriger Umgrenzung. Es sind diese Partikelchen entweder in der weissen Masse in vollkommener Unordnung vertheilt oder bilden bald parallel verlaufende, bald einander kreuzende dunklere Linien und Bänder von wechselnder Breite. Andererseits rührt die Trübung daher, dass sich durch Zersetzung weissliche, unregelmässig umgrenzte Flecke gebildet haben, während in einem dritten Falle zahlreiche und ganz unregelmässig verlaufende Klüfte und Sprünge eine Trübung der Grundmasse hervorrufen.

Unter gekreuzten Nicols ist das Bild ein wesentlich anderes; auch treten da zwischen beiden Schliffen merkliche Verschiedenheiten auf, so dass es sich empfiehlt, dieselben getrennt zu behandeln. Die scheinbare Grundmasse im Schliffe zum Handstücke mit gröberem Korn entpuppt sich als ein Aggregat ziemlich grosser Feldspathkrystalle, welche mehr isodiametrisch ausgebildet sind und in ihrer Anordnung keine Richtung bevorzugen, dass etwa dadurch eine Schieferung zum Ausdrucke käme. Die Ränder der Krystalle zeigen eine ziemlich weit vorgeschrittene Zersetzung und sehen wie gefranst aus; dagegen ist das Innere ziemlich frisch und von der Zersetzung wenig oder häufig auch gar nicht berührt. Die oben erwähnten dunkleren und parallel verlaufenden Linien, in denen sich zahlreiche kleine Körnchen ansammeln, erweisen sich als Zwillingslamellen, während die breiteren Bänder Individuen der Zwillingskrystalle sind. Die Zwillingsbildung ist polysynthetisch und häufig auch doppelt, indem der Krystall von zwei aufeinander fast senkrecht stehenden Systemen paralleler Zwillingslamellen durchzogen wird. In den Zwillingslamellen und in einzelnen Individuen des Zwillings begegnet man gewöhnlich einer weiter vorgeschrittenen Zersetzung. Als Zersetzungsproducte sind zu nennen Epidot, der die genannten grünlichgelben und stark lichtbrechenden Körnchen bildet, ferner Glimmer und Calcit, welche den Feldspathen ein eigenthümlich irisirendes Aussehen geben. Im allgemeinen sind die Feldspathe farblos und zeigen kleine Auslöschungsschiefen, die sie als Oligoklase charakterisiren. Die Zwillingslamellirung ist oft undeutlich. Orthoklas, sowie Perthit, ist spärlich vorhanden und nicht immer sicher zu bestimmen.

Am zweiten Schliffe, der aus dem Handstücke mit feinerem Korn gewonnen wurde, ist es nicht mehr Feldspath allein, der die

weissliche Grundmasse zusammensetzt, sondern es gesellt sich zu ihm noch Quarz in solcher Menge, dass er stellenweise sogar über die Feldspathe vorwaltet. Es ist zu bemerken, dass quarzreiche und quarzarme Partieen schichtenweise abwechseln, indem in der Grenzzone zwischen den hellen und dunklen Gesteinslagen der Feldspath vom Quarze fast vollständig verdrängt wird, während dagegen die centrale Lage der weissen Bänder nur hin und wieder zwischen den lückenlos aneinander schliessenden Feldspathkrystallen ein kleineres Quarzkorn birgt. Die Quarzkrystalle kommen an Grösse den Feldspathen sehr nahe, unterscheiden sich aber davon durch die wellenförmig gebogenen und häufig gezackten Umrisse, welche beim Feldspath mehr geradlinig sind, durch die unregelmässigen Sprünge und durch die vielen Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen. Diese Einschlüsse zeigen die bekannten, scharf abgegrenzten und dunklen Umrisse um einen hellen Kern und sind zu geraden oder gebogenen Schnüren geordnet.

Der Feldspath ist, im Gegensatze zum zuerst besprochenen Schliffe, hier vorzugsweise Orthoklas, der wenig Zersetzung zeigt und in kleineren Krystallen ausgebildet ist als der Plagioklas des ersteren Schliffes. Der Plagioklas tritt hier nur sehr spärlich, aber in ganz ähnlicher Ausbildung wie dort auf; dafür ist der Orthoklas häufig faserig oder als Mikroklin mit undulöser Auslöschung entwickelt, während Perthit nur spärlich auftritt. Gleichsam wie Einsprenglinge erscheinen Granat, Cyanit, Glimmer, Rutil, Titaneisen und Leukoxen.

Die Granate sind hellröthlich gefärbt und heben sich vermöge ihrer starken Lichtbrechung von der Grundmasse reliefartig ab. Bei gekreuzten Nicols zeigen sie vollkommene Dunkelheit, welche sich beim Drehen des Objecttisches nicht aufhellt.

Im Schliffe zum Handstücke mit feinerem Korn sind die Granate nur wenig zerklüftet und zeigen noch deutliche dodekaëdrische Umrisse. Im Gegensatze dazu sind sie im zweiten Schliffe von zahlreichen Rissen und Gängen durchzogen, die manchmal im Inneren noch höhlenartige Erweiterungen bilden. Daneben kommen auch noch abgeschlossene Hohlräume vor, welche mit der Umgebung der Granate anscheinend nicht communiciren und, wie die erwähnten Klüfte und Gänge, von denselben Mineralen erfüllt sind, welche im Gesteine ausser den Granaten vorkommen, nämlich: Quarz, der namentlich in den Granaten des Handstückes mit gröberem Korn

massenhaft auftritt, während er in der Grundmasse fehlt: die Granate des anderen Handstückes, dessen Grundmasse viel Quarz enthält, entbehren dafür desselben fast ganz; ferner findet sich als Einschluss des Granats Feldspath in beiden Handstücken, sowie häufiger Glimmer. Der Umstand, dass die genannten Mineralien die gleiche Ausbildung im Inneren der Granate erfahren haben wie ausserhalb derselben, weist auf eine mechanische Zertrümmerung der Granate hin, die schon erfolgt sein muss, bevor noch diese Minerale auskrystallisirt waren. Dasselbe verrathen auch einzelne als Rutschflächen erscheinende Klüfte, längs welcher die Trümmer des Granats gegeneinander verschoben wurden. Damit in engem Zusammenhange steht auch die weitere Erscheinung, dass manchmal Biotitblättchen ein Stück weit dem Granatkrystalle aussen aufliegen, dann aber umbiegen, um in eine Kluft desselben einzudringen (Fig. 1).

Darf man die erwähnten Einschlüsse als primäre bezeichnen, so gibt es auch secundäre, oder Zersetzungsproducte des Granats. Letztere unterscheiden sich von den primären Einschlüssen durch ihre aggregirten Formen und unscharfen Umrisse und sind theils Epidot, theils Biotit und Chlorit. Diese Zersetzungsproducte kommen bald nebeneinander, bald ineinander geschachtelt vor, wobei jedes der drei genannten Minerale den Kern oder die Hülle bilden kann. Der Epidot ist charakterisirt durch die starke Lichtbrechung, gerade Auslöschung und lebhafte Polarisationsfarben, der Chlorit bildet grünliche, der Biotit braune pleochroitische Schuppen, welche eine dem Verlaufe der Sprünge entsprechende Anordnung besitzen.

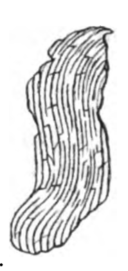
Fig. 1.



Ausser diesen primären und secundären Einschlüssen in den Klüften der Granate findet man noch kleine Säulchen und Körnchen, welche die Granatsubstanz selbst oft ganz durchspicken, in der sie in der grösstmöglichen Unordnung kreuz und quer gestellt liegen. Zum Theile sind es Zirkone, welche in gedrungensäuligen, körnchenähnlichen Krystallformen auftreten, blassgelblich und fast farblos erscheinen, jedoch sehr dunkle Ränder zeigen und lebhaft polarisiren; anderentheils sind es gelbliche bis rothbraune Rutil-Nädelchen oder Säulchen, meist mit deutlichen pyramidalen Polen, oft mit Zwillingsbildung. Diese ursprünglichen Einschlüsse des Granats müssen vor oder mit letzterem auskrystallisirt sein.

Der Cyanit hat eine typische und für die mikroskopische Untersuchung vorzüglich instructive Ausbildung erfahren. Der Zahl und Grösse nach stimmen die Cyanitkrystalle mit den Granaten nahe überein und zeigen in beiden Schliffen dieselben Verhältnisse. Aehnliche Erscheinungen, wie wir sie bei den Granaten beobachtet haben, weisen auch hier auf eine mechanische Zertrümmerung hin, indem man nicht selten gleichsam kleinere Krystalle um einen grösseren gruppirt findet, die durch breitere oder schmälere Bänder von Zwischensubstanz, wie sie sonst im Gesteine vorkommt, getrennt sind, während die optisch sich besonders gut ausprägende krystallographische Orientirung zu erkennen gibt, dass wir losgelöste Trümmer eines grösseren Krystalles vor uns haben. In anderen Fällen wurden Cyanitkrystalle durch äussere mechanische Kräfte ein- oder mehrfach *S*-förmig gebogen, was namentlich durch die weiter unten näher charakterisirten Spaltensysteme deutlich zum Ausdrucke kommt (Fig. 2). Die selbständigen Krystalle sowohl als auch die Krystalltrümmer haben ein sehr frisches Aussehen, indem nur die Ränder durch Zersetzung ausgezackt erscheinen, während das Innere noch davon fast unberührt blieb. Als Zersetzungsproducte treten sehr kleine und schwach schillernde Schüppchen auf, die in einer weisslichen Grundmasse eingebettet liegen, ähnlich, wie man es bei der Zersetzung der Feldspathe zu beobachten Gelegenheit hat, wo man dieselbe Erscheinung mit dem Ausdrucke Verglimmerung bezeichnet. Makroskopisch ist die Umwandlung von Disthen in Glimmer ja auch bekannt.[1]) In der Stärke der Lichtbrechung stimmt der Cyanit ebenfalls mit den Granaten überein, da auch er sich reliefartig von der Umgebung abhebt. Die Farbe ist meist weiss, mitunter blau, die Auslöschungsschiefe zur Hauptspaltungsrichtung an Schnitten parallel $0P(001)$ beinahe 0, beträgt dagegen an nahezu rechtwinkeligen Schnitten parallel $\infty \bar{P} \infty$ (100) 30°, während sie an den rhomboidischen Schnitten parallel $\infty \breve{P} \infty$ (010) nur gering ist. An den *S*-förmig gebogenen Krystallen lässt sich recht schön eine entsprechende undu-


Fig. 2.



[1]) Blum, Pseudomorphosen. Nachtrag II, pag. 25, III, 80 u. IV, 37. — Tschermak, Sitzungsber. d. Wiener Akademie. 1868, LVIII, 16. — A. Böhm, Min. u. petrogr. Mitth. 1880, II, 522.

löse Auslöschung beobachten. Die Polarisationsfarben haben lebhaftes Feuer, .sind jedoch nicht bunt. An Einschlüssen sind die Cyanitkrystalle ärmer als die Granate, ihrer Natur nach sind sie in beiden gleich. Bemerkenswerte mikroskopische Eigenschaften desCyanits liegen ferner im Dichroismus und in der Spaltbarkeit. Wenn auch die meisten Schnitte bei Betrachtung mit eingeschaltetem unteren Nicol nur sehr schwachen Dichroismus verrathen, ist dieser an makropinakoidalen Schnitten, welche von keinem oder nur sehr schwachem, beinahe rechtwinkeligem Spaltensysteme durchzogen sind, häufig sehr deutlich und auf eine für den Cyanit höchst charakteristische Weise ausgeprägt. Solche Blättchen sind ganz farblos, wenn ihre Längsachse *(c)* zur Schwingungsrichtung des Nicol ungefähr um 70° geneigt ist. Beim Drehen des Objecttisches treten jedoch in denselben ein oder mehrere blaue Flecke auf, welche in der zur ersteren senkrechten Stellung am dunkelsten sind und bei weiterer Drehung wiederum allmählich erblassen. Entsprechend der sehr vollkommenen Spaltbarkeit nach $\infty\bar{P}\infty$ (100), der vollkommenen nach $\infty\breve{P}\infty$ (010) und der unvollkommenen nach $0P$(001) sind die das Makro- und Brachypinakoid treffenden basischen Schnitte von zwei ungleichen Systemen paralleler Spalten durchzogen; der Neigungswinkel beider Systeme beträgt beiläufig 74°. Die einzelnen Spalten sind gerade, scharfe und dunkle Linien, die für gewöhnlich durch das ganze Korn hindurchziehen, sonst auch im Inneren blind enden können. Die Schnittflächen nach $\infty\breve{P}\infty$ (010) zeigen ein undeutliches System von Spalten nach $0P$(001), aber ein sehr vollkommenes nach $\infty\bar{P}\infty$ (100); die Neigung beider beträgt ungefähr 80°. Die Schnittflächen nach $\infty\bar{P}\infty$ (100) zeigen auf die nämliche Weise das unvollkommene Spaltensystem nach $0P$(001) und ein dazu unter beiläufig 88° geneigtes System von Spalten, welche der Spaltbarkeit nach $\infty\breve{P}\infty$ (010) entsprechen, nicht scharf abgegrenzt sind, häufig abbrechen und oft nicht durch einfache Linien, sondern durch breitere Bänder dargestellt werden: dieselben entstehen überhaupt immer, wenn die Schnittfläche auf den Spaltungsebenen nicht senkrecht steht.

Nicht selten beobachtet man entweder einfache oder polysynthetische Zwillingsbildung nach $\infty\bar{P}\infty$ (100), wobei ein fiederiges Spaltensystem zum Vorschein kommt (Fig. 3) oder ein- und ausspringende Spaltensysteme entstehen. Die Auslöschung erfolgt symmetrisch nach links und rechts, wenn die Zwillingsnaht zur Schwin-

gungsrichtung des Nicol ungefähr unter 6° geneigt ist. Ausserdem sind die Zwillinge oft durch Verschiedenheit der Polarisationsfarben leicht zu erkennen.

Fig. 3.



Der Glimmer häuft sich vorzüglich um die Cyanit- und Granatkörner herum an, wo die Anordnung seiner Leisten insoferne etwas regelmässig erscheint, als ihre Längsachse der jeweiligen Tangente des umhüllten Kornes mehr oder weniger parallel läuft; sonst liegen die Glimmerblätter in regellosem Gewirre bunt durcheinander in der Grundmasse, bald mehr einzeln, gewöhnlich aber viele zu Nestern vereint. Aus ihrer Anhäufung um die Granate und Cyanite herum erkennt man, dass die Glimmer sich erst ausgeschieden haben, nachdem die erwähnten grösseren Minerale bereits gebildet waren. Die Schnitte durch die Glimmer sind entweder tafelförmig, nämlich dann, wenn der Krystall mehr parallel zur Basis durchschnitten wurde, oder leistenförmig, wenn die Schnittebene zur Basis des Krystalls mehr senkrecht steht. Im ersten Falle lassen sich weder regelmässig verlaufende Spalten, noch auch geradlinige Umrisse erkennen, hingegen zeigen die leistenförmigen Durchschnitte viele der Längsachse parallel verlaufende Sprünge, welche der vollkommenen Spaltbarkeit nach $0P(001)$ entsprechen. Die Zersetzung ist im allgemeinen gering; nur selten ist ein Glimmerkrystall theilweise oder ganz in Chlorit umgewandelt worden, wobei sich noch gewöhnlich als Nebenzersetzungsproduct Rutil in wirren Nädelchen und Büscheln und Leukoxen ausgeschieden hat. Ursprüngliche Einschlüsse kommen spärlich vor. Am häufigsten treten kurze, gedrungene Rutilsäulchen auf, die sich durch starke Lichtbrechung und gelblichbraune Färbung leicht zu erkennen geben; manchmal lassen sie auch die Combination $\infty P(110) . P(111)$ gut beobachten. Nicht gerade selten sind auch wässerig gefärbte Zirkonkrystalle mit starker Lichtbrechung und mit lebhaften Polarisationsfarben. Auch Feldspath tritt im Innern von Glimmer auf, die Grösse seiner Krystalle ist sehr wechselnd, dagegen sind die Formen meistens gut ausgebildet und stimmen die übrigen Eigenschaften mit denen der Feldspathe in der Grundmasse überein. Die optischen Verhältnisse charakterisiren den Glimmer theils als Biotit theils als Muscovit. Der Biotit ist lebhaft braun gefärbt, zeigt sehr starken Dichroismus und bedeutende Absorption

des Lichtes; die Polarisationsfarben sind mehr eintönig und nicht so lebhaft. Dagegen hat der Muscovit helle Farbe, keinen Dichroismus und geringe Absorption des Lichtes; die Polarisationsfarben sind bunt wechselnd und sehr lebhaft.

Beide Glimmerarten halten sich der Menge nach das Gleichgewicht; häufig ist Muscovit mit Biotit verwachsen, sei es, dass sie gleichsam nach Art polysynthetischer Zwillingsbildung mitsammen verbunden sind, oder sei es auch, dass Biotit in Schuppenform im Muscovit eingeschlossen wird.

Bislang haben wir den Rutil als Einschluss in Granat, Cyanit und Glimmer, ferner als Umwandlungsproduct des letzteren kennen gelernt; ausserdem kommt er auch neben den bisher betrachteten Mineralen frei ausgeschieden in der Grundmasse (Feldspath-Quarz) vor. Besonders häufig ist er im Schliffe zum Handstücke mit gröberem Korn, wo uns schon makroskopisch die von zahllosen Rutilsäulchen herrührende röthliche Färbung des Gesteines auffiel. Die Krystalle sind bald nadelförmig und dünn, bald etwas gedrungener und säulenförmig mit deutlich pyramidalen Endflächen und besitzen gelb- bis rothbraune Farbe, starke Lichtbrechung, dagegen schwache Polarisationsfarben. Zwillinge sind nicht selten, sie sind bald gekniet, bald herzförmig, auch sagenitische Verwachsung kann man gelegentlich beobachten. Ebenso findet sich in allen Gemengtheilen der Zirkon in meist scharfen Kryställchen eingeschlossen. Theils selbständig, theils mit Rutil verwachsen, findet man auch dunkle Leisten oder Knorren von Titaneisen, welchem wegen seiner geringen Menge wohl nur eine untergeordnete Bedeutung zukommt. Noch seltener trifft man Kryställchen von Leukoxen, die sich wohl nur durch Zersetzung von Glimmer oder Rutil und Erz gebildet haben.

Wenn wir nun auf die Classification unseres Gesteines näher eingehen, so erkennen wir auf den ersten Blick, dass wir es mit einem krystallinen Schiefergesteine zu thun haben; denn, wenn auch im Vorausgehenden einerseits von einer „Grundmasse“ gesprochen wurde, so geschah es der Kürze des Ausdruckes wegen und um anzudeuten, dass das Gemenge Quarz-Feldspath ein einheitliches Ganze sei, das sich von den übrigen Bestandtheilen scharf abhebt, ohne jedoch auch nur eine Eigenschaft mit einer porphyrischen Grundmasse zu theilen. Anderseits spricht gegen eine

granitische Structur die in unserem Gesteine, namentlich im Handstücke mit feinerem Korn, so vollkommen und regelmässig ausgeprägte Schieferung, Flaserung und zumal die Lagenstructur, die an gneissartig gewordenen Graniten wohl nicht auftreten könnte. Davon abgesehen, verweist die Zusammensetzung und die Natur der einzelnen Bestandtheile unser Gestein in die Reihe der krystallinen Schiefer; Quarz, Feldspath, Glimmer führen uns da in die Gruppe der Gneisse, Granat und Cyanit speciell in die engere Gruppe der Granulite. In den Gneissen ist der Feldspath theils Orthoklas, theils Plagioklas und Mikroklin; der Quarz bildet bald mit den Feldspathen ein körniges Gemenge, bald aber durchzieht er in dünnen Flasern und Bändern das Gestein, so dass er stellenweise auch ganz fehlen kann; das Gleiche gilt vom Feldspath; von den Glimmern kommt entweder eine Art ausschliesslich vor, oder Biotit und Muscovit sind in den Gneissen nebeneinander ausgeschieden worden. In den Granuliten, welche typisch ein undeutlich schieferiges, feinkörniges Gemenge von Quarz und Feldspath mit Granat darstellen, kann der Granat theilweise oder fast vollständig durch Glimmer ersetzt werden, so dass ein allmählicher Uebergang zu den Gneissen hergestellt wird. Demnach steht unser Gestein zwischen den Gneissen einer- und den typischen Granuliten anderseits, nähert sich aber doch mehr den letzteren, da es immer auch Granat und Cyanit in bedeutend hervortretender Menge enthält, überdies in der grobkörnigen Probe Glimmer und Schieferung zurücktreten. Der bezeichnendste Name für das feinkörnige, glimmerreiche Gestein ist Glimmer-Granulit (Gneissgranulit), der einerseits die Granulitnatur desselben ausdrückt und anderseits die durch den Glimmergehalt begründete Verwandtschaft mit den Gneissen bezeichnet. Insoferne jedoch in unserem Gesteine der Granat stets vorwaltet, kann man dafür auch allgemein, aber besonders für den grobkörnigen Typus den Ausdruck Granat-Granulit wählen. Ebenso richtig wäre die Bezeichnung Cyanit-Granulit wegen der bedeutenden Menge der Cyanit-Krystalle, die auch das Aussehen des Gesteines merklich beeinflussen. Da der Feldspath grossentheils als Oligoklas entwickelt ist, wäre auch der sonst übliche Name Oligoklas - Granulit zutreffend. Unser Gestein ist also ein gut charakterisirter Granulit, bei dem zum Unterschiede von anderen Vorkommnissen der gänzliche Mangel an Turmalin noch Erwähnung verdient.

Wie anderswo, so ist der Granulit auch in Tirol ein bisher noch zu wenig erkannter und gewürdigter Gesteinstypus. Von den classischen Lagerstätten der Granulite in Sachsen hat sich die Erkenntnis derselben in verschiedene Länder fortgepflanzt, so dass man nunmehr manche Gesteine, die früher einfach als „Granat-Gneisse" bezeichnet wurden, in die Abtheilung der Granulite stellt oder wenigstens als Granulit-Gneisse classificirt. In Tirol wurden schon Gesteine unter dem Namen „Granulite" oder, besser gesagt, „Weisssteine" beschrieben, die wohl keine eigentlichen Granulite, jedenfalls aber keine Granat-Granulite sind. So erwähnt Gümbel[1]) „Granulite" aus der Gegend von Meran, welche jedoch vermöge ihres groben Kornes und der ungleichmässigen Vertheilung des Turmalins und des spärlichen Granates eigentlich Riesengneisse (Turmalin-Pegmatite) sind, wie auch C. W. C. Fuchs gefunden.[2]) Damit identische „Weisssteine" erwähnt A. Pichler aus der Gegend zwischen Sprechenstein und Freienfeld.[3]) Ebenso spricht A. B. Meyer[4]) von „Weisssteinen", die in der Nähe von Trens und Sprechenstein (Sterzing) gesammelt wurden. Es sind zum Theile ganz weisse und sehr feinkörnige Schiefer, welche, wie mir ein Dünnschliff zeigte, nur aus Quarz, Muscovit und Zirkon bestehen, also zum Glimmerschiefer gehören, nicht aber zu den eigentlichen Granuliten.

Was nun noch hier in Betracht kommende Granat und Cyanit führende Schiefergesteine betrifft, so beschreibt A. Pichler solche vom Penserjoch[5]), Durnholz[6]) und Kreuzjoch bei Stams[7]), hebt aber ausdrücklich hervor, dass dies lauter echte Glimmerschiefer seien, weshalb sie mit unserem, durch Feldspathgehalt ausgezeichneten, gneissartigen Gesteine nicht zusammenfallen. Ausserdem führen obige Gesteine Staurolith, der dem vorliegenden fremd ist. Nebenbei erwähnt wird das Vorkommen von „Granulit" in Pfitsch[8]) und Martellthal[9]) von G. Stache, am Arlberg[10]) von G. A. Koch, jedoch

[1]) Sitzungsberichte der königl. bayrisch. Akad. München 1872, II, 243.
[2]) Neues Jahrb. 1875, pag. 825.
[3]) Neues Jahrb. 1878, pag. 921, ebenso 1880, I, 173.
[4]) Mittheilungen d. anthropologischen Gesellschaft in Wien. 1885, XV, pag. 5.
[5]) Neues Jahrb. 1876, pag. 921.
[6]) Neues Jahrb. 1879, pag. 141.
[7]) Zeitschr. f. Krystallographie u. Mineralogie. 1885, X, 446.
[8]) Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1870, pag. 217.
[9]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1877, pag. 187 u. 1879, pag. 334.
[10]) Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1876, pag. 85 u. 189.

findet sich in diesen Angaben eben nur das Wort Granulit ohne Begriffsbestimmung und bestätigende Gesteinsbeschreibung.

Mithin ist durch vorliegende Arbeit zum erstenmale das Vorkommen von Granulit, und zwar von Granatgranulit in Tirol constatirt.

Schliesslich sei in Bezug auf die Verbreitung dieses Gesteines noch erwähnt, dass im Ultenthale, welches in seinen südlichen Gründen mit dem Val di Rumo zusammenhängt, ein dem hier beschriebenen ähnlich sehendes Gestein vorkommt, wovon mir Herr Prof. Cathrein ein kleineres Handstück zeigte, wie solche in alten Tiroler-Mineraliensammlungen als Cyanitvorkommen von Ulten zu finden sind. Aussehen, Farbe und Grösse des Kornes erinnern an unsere Handstücke, doch fehlt die „Grundmasse“ Feldspath-Quarz ganz, so dass wir nur ein körniges Gemenge von Biotit, Granat und Cyanit vor uns haben. Der Längsbruch zeigt mehr Biotit als der Querbruch, wodurch eine Schieferung angedeutet wird. Die Granate sind kleine, niedliche Kryställchen mit hellröthlicher Farbe. Cyanitkrystalle sind nahezu ebensoviele als Granate; sie haben gestreckte Formen, grünliche und bläuliche Farben, einzelne sind schön dunkelblau. In der Vertheilung zeigen sie die bunteste Unordnung. Ein Dünnschliff fehlte. Es dürfte dieses Gestein wohl mit dem oben beschriebenen in engem localen und genetischen Zusammenhange stehen und einer quarz-feldspathfreien Lage desselben, wie ich sie oben beschrieben habe, entnommen sein, was erst eine Begehung der Lagerstätte näher feststellen kann.

Innsbruck, im August 1891.

XXIII. Ganggestein aus dem Habachthal, Oberpinzgau.

Von **E. Weinschenk** in München.

(Mit 2 Textfiguren.)

Aus Anlass eines eingehenden Studiums der Minerallagerstätten an der Nordseite des Venedigermassivs besuchte ich unter Anderem auch das seit langer Zeit berühmte Smaragdvorkommen im oberen Legbachthal, einem Seitenthal des Habachthales. Wie an vielen anderen Orten in den Centralalpen liessen sich auch hier die Folgen des langandauernden kalten Winters 1890/91, sowie des nassen Frühsommers 1891 in deutlicher Weise verfolgen. Das ganze Hochthal befindet sich im Stadium des Einsturzes, und fast fortwährend brechen von den Wänden riesige Felsmassen ab, welche die Thalrinne mit einem wirren Meer von Blöcken erfüllen. Diese Blöcke, welche manchmal eine Grösse von mehreren hundert Cubikmetern erreichen, entstammen zum grössten Theil den Gehängen gegen die Legbachscharte zu, sowie den Felsköpfen, welche letztere überragen. Ein Versuch, dieselben zu identificiren, scheiterte an der grossen Gefahr, welche von den fortwährend niedergehenden Felsmassen droht; so erfolgten z. B. während meines nur 5—6 Stunden währenden Aufenthaltes dreimal mächtige Einstürze, welche unter donnerartigem Rollen und zum Theil über eine Viertelstunde andauernd, das ganze Thal in eine Staubwolke hüllten.

Die Gehänge des Legbachthales gehören der oberen Zone des Centralgneisses an und werden in der Hauptsache von lichten, gneissartigen Gesteinen gebildet.

Eigentliche Gneisse finden sich darunter nur sehr spärlich; die meisten Gesteine kann man als quarzreiche, feldspathführende Glimmerschiefer bezeichnen, wofür auch der rasche Wechsel des Habitus der lagenweise epidot- und amphibolreichen Gesteine spricht. Eingeschaltet ist ein wenig mächtiger Serpentin, mit welchem offenbar der Reichthum an Talk in Verbindung steht, welchen der denselben überlagernde dunkle Glimmerschiefer, das Muttergestein des Smaragds, aufweist.

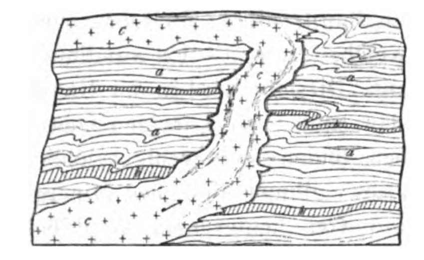
Entsprechend diesen Verhältnissen besteht die grosse Mehrzahl der Felsblöcke aus den lichten Gesteinen, während die weichen

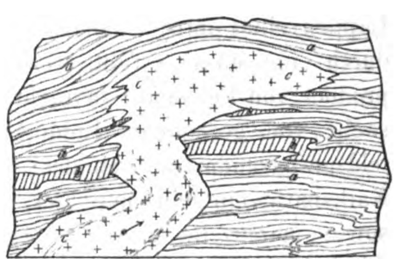
talkigen Schiefer meist zu feinem Schlamm zermahlen sind, welcher das Ganze mit einer fettig anzufühlenden Schicht überzieht.

Einige der Glimmerschieferblöcke zeigen das gangförmige Auftreten eines Eruptivgesteines, welches stellenweise die Schichtung vertical durchbricht oder aber nach Art von Lagergängen sich auf den Schichtflächen ausbreitet. Namentlich war es ein etwa 100 Cubikmeter mächtiger Block, an welchem sich ein besonders schönes Profil beobachten liess, welches in Fig. I und II wiedergegeben ist.



Fig. I. Fig. II.





a = Glimmerschiefer. b = Amphibolit. c = Kersantit.

Fig. I zeigt die Nordwestseite des Blockes in seiner Stellung im August 1891, Fig. II die Südostseite. An ersterer lässt sich neben den Andeutungen von Fluidalstructur das Umbiegen des Ganges zu einem Lagergang verfolgen; dazu ist durch senkrecht zum Salband gehende Schraffirung eine auf längere Erstreckung zu verfolgende, scharf abgegrenzte Contactzone von etwa 1 Centimeter Breite angedeutet. Auf der entgegengesetzten Seite, wo ich Contacterscheinungen nicht entdecken konnte, sieht man die Aufwölbung, respective Zerreissung der Schichten, welche durchbrochen wurden; auch ist auf beiden Seiten, namentlich an den zwischengelagerten Amphibolitschichten, eine kleine Verwerfung zu erkennen. Das Auftreten von Ganggesteinen ist in den Tiroler Centralalpen schon an mehreren Orten beobachtet, so von Pichler am Steinacher Joch[1]) und namentlich von Teller[2]) an einer grossen Anzahl anderer Localitäten. Das erstere Vorkommen wurde von Mügge, die letzteren

[1]) Pichler, Aus Tirol. N. J. 1880, II, 292.

[2]) Teller, Ueber porphyritische Eruptivgesteine aus den Tiroler Centralalpen. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt 1886, 715.

von Foullon[1]) einer eingehenden petrographischen Untersuchung unterzogen. Ich kann mich deshalb hier ziemlich kurz fassen, wenn auch das Gestein des Legbachthals mit keinem der aufgestellten Typen übereinstimmt.

Makroskopisch erscheint das Gestein als ein grobkörniges Gemenge von grossen Biotitlamellen mit blaugrauem, offenbar saussuritisirtem Feldspath; es ist sehr zähe und stellenweise plattig abgesondert. Unter dem Mikroskop lässt sich eine Andeutung von porphyrischer Structur, wie sie die übrigen oben erwähnten Ganggesteine meist zeigen, nirgends erkennen. Man beobachtet grosse, stets stark zerfetzte Lappen eines optisch nahezu einaxigen Biotits, deren Zwischenräume durch eine Masse erfüllt werden, welche man als Umwandlungsproduct von Feldspath betrachten kann. Dieselbe wird in der Hauptsache von gerundeten Epidotkrystallen und einer körnigen Quarzfeldspathgrundmasse gebildet; daneben finden sich wenig reichlich Kalkspath, ein feinschuppiges, farbloses, glimmerähnliches Mineral, sowie vereinzelte strahlige Aggregate von lichtgrünem Amphibol. Die beiden Mineralien, welche den Hauptheil der Grundmasse bilden, Quarz und Feldspath, treten an einzelnen Stellen in grösseren einheitlichen Partien auf, jedoch stets nur als Ausfüllung zwischen den Glimmerblättchen; sie sind beide einschlussfrei und ohne Spuren von Zersetzung, weshalb auch ihre Unterscheidung nur im convergenten polarisirten Lichte oder nach der Methode von Becke[2]) möglich ist. Das Fehlen von Zwillingslamellen möchte ich nicht für einen Beweis der Orthoklasnatur des Feldspaths halten. Der Epidot ist farblos und findet sich allenthalben, auch in den frischen Biotitlamellen, in bedeutender Menge; der Kalkspath bildet ziemlich grosse Partieen mit durchgehender Spaltbarkeit. Nirgends findet sich irgend eine Spur davon, dass ein ursprünglich vorhandenes Mineral Krystallform gezeigt hätte, vielmehr ist das ganze Gestein ein völlig gleichmässig körniges Gemenge. Die Frage, ob eines der Mineralien, welche ausser dem Biotit auftreten, als primärer Gemengtheil aufzufassen sei, möchte ich verneinen, namentlich hat der Feldspath durchaus den Charakter secundärer Bildung. Auch der Epidot, welchen Foullon in einigen Vorkommnissen für primär hält, dürfte hier ein Umwandlungsproduct darstellen. Die Erklärung allerdings, wie sich

[1]) Foullon, Ueber Porphyrite aus Tirol. Ebenda 749.

[2]) Becke, Diese Mitth., 1890.

der sonst wenig widerstandsfähige Biotit in einem so weitgehend umgewandelten Gesteine frisch erhalten konnte, ist nicht leicht zu geben. Rosenbusch erinnert bei Besprechung der Arbeit von Foullon an dynamometamorphische Vorgänge, deren Beiziehung in diesem Fall gewiss etwas für sich hat. Das vorliegende Gestein war wohl ursprünglich ein Glimmerdiorit und findet trotz des Mangels einer porphyrischen Structur in Anbetracht seines geologischen Auftretens und seines Habitus am besten beim Kersantit seine Stelle. [1])

Zum Schlusse möchte ich noch die Contactbildung besprechen, besonders da an den anderen Vorkommnissen derartige Umwandlungen nicht beobachtet wurden. Endogene Veränderungen zeigt der Kersantit nicht, derelbe ist in seiner ganzen Erstreckung gleichmässig körnig, dagegen ist der Schiefer in einer scharfen, etwa 1 Centimeter breiten Zone auf beiden Seiten eines der Gänge metamorphosirt. Die Schieferung ist verloren gegangen, der dunkle Glimmer tritt bedeutend zurück, und es erscheinen reichlich feine Schüppchen eines farblosen Glimmerminerals. Unter dem Mikroskope sieht man, dass die Grenze des Kersantits nirgends von Biotit, sondern stets von dem saussuritartigen Mineralgemenge gebildet wird. Der Schiefer zeigt zunächst an der Berührungsfläche ein schmales Band von ziemlich grobkörnigem Quarz, während die ganze übrige Contactzone aus winzigen Muscovitschuppen und nesterförmig angehäuften körnigen Aggregaten von weit vorherrschendem Quarz mit Feldspath besteht; das Ganze ist übersät mit grösseren Epidotkörnern. Kalkspath und Biotit finden sich in vereinzelten, umfangreicheren Partieen. Der unveränderte Schiefer unterscheidet sich hauptsächlich durch seine Armut an Muscovit und grösseren Epidotindividuen von dieser schmalen Zone, derselbe enthält dagegen Biotit in grösserer Menge, sowie etwas mehr Feldspath und sehr kleine Körnchen von Epidot. Im Ganzen ist die Umwandlung, soweit sie unter dem Mikroskope zu beobachten ist, eine weniger weitgehende, als es makroskopisch an der scharf abgegrenzten Zone erscheinen mochte.

[1]) Mit Sicherheit lässt sich natürlich die ursprüngliche Anwesenheit von Plagioklas nicht mehr constatiren, aber das Vorherrschen basischer Mineralien unter den Zersetzungsproducten, namentlich das Auftreten von Calcit, spricht nicht für ein Orthoklasgestein. Noch weniger aber möchte ich das Gestein dem neuerdings von Osann aufgestellten Typus der Malchite zutheilen, obgleich die Structur des hier vorliegenden Gesteines völlig mit jener übereinstimmt.

XXIV. Versuche über die Löslichkeit einiger Mineralien.

Von **G. A. Binder.**

Das Studium der Löslichkeitsverhältnisse der Mineralien hat erst in neuerer Zeit die rechte Würdigung erfahren, seit man erkannt hat, wie wertvoll diese Kenntnis für das Verständnis der natürlichen Bildung von Mineralien als Absatz aus Lösungen ist. — Dabei sind als Lösungsmittel gewiss nur solche von Bedeutung, deren Vorkommen in den natürlichen Verhältnissen verbürgt ist, wie Wasser mit oder ohne gelöster Kohlensäure, mit Schwefelwasserstoff und kohlensauren Alkalien, ferner die Lösungen der Carbonate von *Ca*, *Mg*, *Fe* etc., Chloride der Alkalienmetalle, der Sulfate der genannten Metalle, Fluorverbindungen u. s. w. [1]), wobei eine Temperaturerhöhung meist nur eine künstliche Beschleunigung der Lösungsvorgänge bedeutet und keineswegs für die natürlichen Processe gefordert werden muss.

In Bezug auf ihre Löslichkeit in Wasser lassen sich die Mineralien in solche unterscheiden, welche bei gewöhnlicher oder einer bis auf 100° gesteigerten Temperatur bei genügend langer Einwirkung löslich sind, und in solche, die überhaupt in Wasser unlöslich genannt werden. Die Zahl der ersteren ist bei weitem die überwiegendere und es lässt sich dabei entweder vollständige oder partielle Lösung unterscheiden, indem der eine Theil der Mineralien sich langsam oder schneller, aber vollständig löst, während andere Mineralien in der Art angegriffen werden, dass nur gewisse Bestandtheile ungleichmässig sich lösen und ein nicht mehr der Zusammensetzung des früheren Minerals entsprechender Rückstand bleibt, welcher der Lösung widersteht. In letzterem Falle können wir wohl von einer Zersetzung sprechen. [2]) Für die meisten Mineralien: Elemente, Schwefelverbindungen, viele Haloide, Carbonate, Oxyde, Silicate ist eine geringe Löslichkeit in Wasser nachgewiesen worden und selbst für das als unlöslich geltende Gold haben die Versuche Doelter's [3])

---

[1]) Doelter, Einige Versuche über die Löslichkeit der Mineralien. Diese Mitth. Bd. XI.

[2]) Siehe Roth, Allg. chem. Geologie. I. Bd., pag. 46 u. f.

[3]) Siehe Doelter, a. o. a. Orte, pag. 328.

ergeben, dass es bei hohem Drucke von natriumcarbonathältigem Wasser in geringen Mengen gelöst werden kann.

Bei Versuchen, die eine derartige Löslichkeit erweisen sollen, muss ausser der Natur, der relativen Menge des Lösungsmittels und der Temperatur, welcher Factor mit der Zeit in einem gewissen Abhängigkeitsverhältnisse steht, noch der angewandte Druck, die Einwirkungszeit, die Beschaffenheit des angewandten Minerals, ob pulverförmig oder in grösseren Stücken, in Betracht gezogen werden.

Von bedeutendem Einflusse ist auch die Bewegung. So zeigte Daubrée[1]) durch einen Versuch, dass in einem rotirenden Gefässe der sonst unlösliche Orthoklas vom Wasser angegriffen wird.

Ein Analogon dieser Wirkung findet sich in der Natur in dem ungemein wirksamen fliessenden Wasser. Besonders kräftig ist der Einfluss der Temperatur in Verbindung mit einem gewissen Drucke.[2])

Um einen solchen zu erzeugen, empfiehlt sich die Anwendung expansibler Gase, vor Allem der Kohlensäure, welche diesbezüglich jedenfalls auch in der Natur Wirkung ausübt, da sie ja, wie uns aus den vulkanischen Exhalationen bekannt ist, in ungeheueren Mengen in der Natur vorkommt.

Wendet man geschlossene, nicht ganz mit dem Lösungsmittel erfüllte Röhren zu Löslichkeitsversuchen an, so erfüllt bei Erwärmung den über dem Lösungsmittel liegenden Raum ein für die betreffende Temperatur gesättigter Dampf, dessen Spannung mit Zunahme der Temperatur wächst, und es liegt somit in unserer Hand, nicht allein die Temperatur, sondern auch den davon abhängigen Druck willkürlich und gleichmässig zu ändern.

Häufig beobachtet man dann, wie die mikroskopische Untersuchung ergibt, dass das in Pulverform angewandte Mineral theilweise umkrystallisirt worden ist.

Es beweist dies, dass die lösende Kraft des Mittels bei der angewandten Temperatur und bei dem herrschenden Drucke wohl beträchtlich war, dass aber die Menge des Lösungsmittels nicht hinreichte, so dass ein Theil des Gelösten wieder ausfallen musste. Dieselben Erscheinungen bieten sich dar bei den Versuchen H. Sainte-

---

[1]) Doelter, Allg. chem. Min., pag. 186.

[2]) Nach Bunsen bringt Druck allein keine Lösung hervor. Jahrb. d. Min. 1877, pag. 82.

Claire-Deville's.[1]) Er hat gezeigt, dass man schwerlösliche Substanzen, wie antimonige Säure, Chlorsilber, Baryumsulfat in krystallisirte umwandeln kann, wenn man dieselben mit einer kleineren Menge Wasser, als zur vollständigen Lösung nöthig wäre, behandelt und sie wiederholten Temperaturveränderungen zwischen 0 und 100° unterwirft; es wird nun, trotzdem die angewandte Wassermenge zu klein ist, um vollständige Lösung der Substanz zu bewirken, schliesslich das betreffende Mineral ganz gelöst, nachdem durch allmählichen Absatz von Krystallen, welche schwerer angreifbar sind als die amorphe Substanz, das Lösungsmittel immer aufs neue einzuwirken vermag.

Abgesehen davon, dass in der Natur nicht die gleichen Bedingungen vorhanden sind, unter denen im Laboratorium gearbeitet wird, und dass dieselbe bei gewöhnlicher Temperatur in Jahren und Jahrhunderten vollführt, was wir in Wochen und Monaten erreichen wollen, arbeitet sie auch mit einem grösseren Materialaufwande.

Die in der Natur wirksamen, fliessenden Lösungsmittel, welche die gelösten Stoffe sofort wegschaffen, machen es möglich, dass wir in den Quellen, Flüssen, Thermen etc. so erstaunlich grosse Mengen von Carbonaten, Sulphaten, Chloriden, Kieselsäure, Phosphaten, Nitraten u. s. w. antreffen, welche dann gelegentlich wieder zum Absatze kommen können. Wären wir im Stande, bei unseren Versuchen im Laboratorium die oben angedeutete Bedingung einzuhalten, so würde sich ganz ohne Zweifel manches unserer Experimente befriedigender gestalten.

Ich verweise hier auch auf den oben erwähnten Versuch Daubrée's.

Im Folgenden bringe ich einige eigene Versuche über die Löslichkeit einer Anzahl von Mineralien in reinem destillirten, beziehungsweise kohlensäurehältigem Wasser. — Die Menge des angewandten Lösungsmittels betrug 40 Cubikcentimeter, die der angewandten Mineralien variirt zwischen 0·6 Gramm und 2 Gramm.

Die Versuche wurden so angestellt, dass möglichst feines Mineralpulver mit dem betreffenden Lösungsmittel in verschlossenen Glas-, beziehungsweise Eisenröhren — wo eine Eisenbestimmung nicht

[1]) H. Sainte-Claire-Deville, Compt. rend. Vergl. Fouqué et M. Lévy, Synth. des min. Paris 1881.

in Betracht kam — durch Wochen und Monate erhitzt wurde, wobei die Temperatur meist 90° betrug; nur in einigen Fällen wurden höhere Temperaturgrade bis 160° benützt. — Die Versuche erstrecken sich auf folgende Mineralien, von denen einige zweimal vorgenommen wurden: Buntkupfererz, Zinnober, Kupferglanz, Manganit, Pleonast, Cuprit, Wolframit, Pyromorphit, Kryolith, Andalusit, Epidot, Anorthit, Heulandit, Markasit und Fluorit.

Hiebei wurden:

Pleonast, Wolframit, Pyromorphit, Andalusit und Epidot auf ihre Löslichkeit in kohlensäurehaltigem Wasser, die übrigen in reinem (Cuprit auch in *Na Cl*-hältigem) Wasser geprüft.

Nach Angabe Doelter's wurde, um den Verhältnissen, wie die Natur sie uns bietet, näher zu kommen, die Kohlensäure nicht eingepumpt, sondern einfach kohlensäurehältiges Wasser angewandt.

Vorgreifend will ich erwähnen, dass in manchen der untersuchten Fälle nicht Zersetzung, sondern in Wahrheit nur Lösung stattfand, indem einerseits die gefundenen Procente der einzelnen in Lösung gegangenen Bestandtheile so ziemlich im Einklange mit der Zusammensetzung des Minerals stehen, andererseits die Umkrystallisirung für Lösung spricht. Bei manchen Mineralien liess sich eine bestimmte Entscheidung zu Gunsten dieser oder jener Annahme nicht treffen.

Anorthit und Andalusit wurden wahrscheinlich zersetzt, ebenso Buntkupfererz.

Bei Anorthit zeigte die mikroskopische Untersuchung des rückständigen Pulvers chabasitähnliche Krystalle, beim ersten Versuche von Buntkupfererz kleine Oktaëder neugebildeter Mineralien.

Schwefelverbindungen.

Es wurden von Schwefelverbindungen auf ihre Löslichkeit in Wasser untersucht: Buntkupfererz, Zinnober, Kupferglanz und Markasit.

Buntkupfererz.

Fundort: Tergove, Militärgrenze.

Angewandte Menge: 0·8255 Gramm.

Das möglichst feingepulverte Mineral wurde gewogen in eine Glasröhre gebracht und 40 Cubikcentimeter destillirten Wassers hinzu-

gemessen. Nachdem die Röhre zugeschmolzen worden war, wurde sie in ein mit Wasser gefülltes Gefäss versenkt, in welchem durch Anwendung eines Bunsen'schen Brenners stets dieselbe Temperatur erhalten wurde. Dieser Temperatur von 90° blieb nun das Mineral vier Wochen hindurch im Lösungsmittel ausgesetzt. Hierauf wurde filtrirt, das Filtrat oxydirt, um auf Schwefel zu untersuchen, und die entstandene Schwefelsäure mit Chlorbaryum gefällt. Die Menge des Baryumsulfates war gleich 0·0011 Gramm. Aus dem Filtrate wurde nun durch Schwefelsäure das überschüssige Chlorbaryum gefällt und in der vom Baryumsulfat abfiltrirten Lösung das Kupfer zunächst durch Schwefelwasserstoff vom Eisen getrennt, mit Salpetersäure behandelt und als Kupferoxyd gewogen. Die Menge war gleich 0·0027 Gramm; die daraus berechnete Menge des gelösten Kupfers ist gleich 0·0021 Gramm.

Zum Schlusse wurde die vom Kupfersulfid abfiltrirte Flüssigkeit erhitzt, zur Oxydation des Eisenoxyduls chlorsaures Kali zugefügt und sodann das Eisen als Eisenoxyd mit Hilfe von Ammoniak ausgefällt, doch war die Fällung eine derart geringe, dass kein Wägungsresultat zu erzielen war. Immerhin kann man bei diesem Versuche von Zersetzung sprechen. In Procenten der angewandten Menge lösen sich somit 0·436; in 100 Theilen Wasser 0·009 Gramm.

Die mikroskopische Untersuchung des rückständigen Pulvers ergab bei diesem Versuche einige, jedoch winzig kleine Kryställchen unbestimmbarer Form.

Zinnober.

Fundort: Neumarktl, Krain.

Angewandte Menge: 1·0371 Gramm.

In oben angegebener Weise wurde auch Zinnober fünf Wochen hindurch behandelt. Die Prüfung des Lösungsmittels auf Quecksilber sowohl, als auch diejenige auf Schwefel ergab so geringe Mengen, dass sie quantitativ nicht bestimmt werden konnten.

Unter dem Mikroskope zeigte die Untersuchung des abfiltrirten Pulvers faserig krystallinische Aggregate. Die Löslichkeit des Zinnobers scheint demnach eine geringe zu sein, trotzdem findet sich derselbe in Quellen gelöst. [1])

[1]) Es ist eben zu vermuthen, dass jene heissen Quellen, z. B. die californischen, noch weitere Bestandtheile enthalten, welche die Löslichkeit verstärken.

Kupferglanz.

Fundort: Frankenberg in Hessen.

Angewandte Menge: 1·0324 Gramm.

Nach vierwöchentlicher Einwirkung des destillirten Wassers in einer geschlossenen Glasröhre bei 90° wurde zunächst auf gelösten Schwefel geprüft. Das Gewicht des gefundenen Baryumsulfates wurde zu 0·013 Gramm bestimmt und daraus der gelöste Schwefel mit 0·0019 Gramm berechnet. Auf Kupfer war sowohl mit Natronlauge als auch mit Schwefelwasserstoff die Prüfung vorgenommen worden, doch jedesmal resultatlos. Zusatz von Ammoniak zeigte aber deutliche Blaufärbung, es war somit auch Kupfer in Lösung gegangen; ob in einem dem Schwefel entsprechenden Verhältnisse, muss freilich dahingestellt bleiben.

Wird von dem gelösten Schwefel auf die Löslichkeit des Minerals geschlossen, so ergibt sich, dass 0·076 Procent des angewandten Kupferglanzes gelöst worden sind. In 100 Theilen Wasser würden 0·002 Gramm gelöst werden.

Die mikroskopische Untersuchung des rückständigen Pulvers liess keine Veränderung wahrnehmen.

Markasit.

Fundort: Littmitz.

Angewandte Menge: 0·5383 Gramm.

Dieses Mineral wurde ebenfalls auf seine Löslichkeit im destillirten Wasser geprüft. In geschlossener Glasröhre blieb das Mineral über zwei Monate der Einwirkung von 40 Cubikcentimeter destillirtem Wasser von 90° ausgesetzt. Aus dem ersten Filtrate wurde Schwefel, nachdem er in Schwefelsäure übergeführt worden war, als Baryumsulfat gefällt und als solches der Wägung unterworfen, welche eine Menge von 0·0618 Gramm ergab. Daraus berechnen sich 0·0084 Gramm Schwefel.

Von Eisenoxyd wurden 0·0099 Gramm gefunden; daraus wurden 0·0069 Gramm Eisen berechnet.

Diese Daten ergeben eine Löslichkeit des Minerals von 2·82 Procent der angewandten Menge.

In 100 Theilen Wasser würden sich ungefähr 0·037 Gramm lösen. Die mikroskopische Untersuchung des rückständigen Pulvers zeigte

tafelförmige Bildungen, welche jedoch mehr an Troilit oder Magnetkies als an Markasit erinnern. [1])

Oxyde.

Versuche wurden angestellt mit Manganit, Pleonast und Cuprit.

Manganit.

Fundort: Ilefeld am Harz.

Angewandte Menge: 1·374 Gramm.

Das Filtrat des in einer Glasröhre fünf Wochen hindurch der Einwirkung destillirten Wassers überlassenen Pulvers wurde mit Chlorammonium und Schwefelammonium versetzt zur Fällung des gelösten Mangans und dann 48 Stunden stehen gelassen. Hierauf wurde der Niederschlag abfiltrirt, getrocknet und unter Schwefelzusatz geglüht.

Die Menge des gefundenen Schwefelmangans betrug 0·0082 Gramm. Es berechnen sich daraus 0·0051 Gramm gelösten Mangans. Es lösen sich somit vom Minerale in Procenten 0·59; in 100 Theilen Wasser 0·204. Die mikroskopische Untersuchung zeigte keine deutliche Veränderung des rückständigen Pulvers.

Cuprit.

Fundort: Chessy bei Lyon.

Angewandte Menge: 0·8196 Gramm.

Bei diesem Minerale wurde die Löslichkeit sowohl in reinem als auch in chlornatriumhältigem Wasser untersucht, und in beiden Fällen konnten Spuren gelösten Kupfers nachgewiesen werden, welche jedoch zu gering waren, um quantitativ bestimmbar zu sein. Es wäre wohl gelungen, wägbare Mengen zu erhalten, wenn man das Lösungsmittel, welches in diesem Falle nur vier Wochen hindurch wirken konnte, durch längere Zeit hätte einwirken lassen. Bei der mikroskopischen Untersuchung des rückständigen Pulvers war keine Veränderung wahrzunehmen.

---

[1]) Die Löslichkeit des Pyrit bestimmte Doelter auf ähnliche Weise mit 2·99 Procent der angewandten Menge, in 100 Theilen Wasser 0·10.

Pleonast.

Fundort: Monzonithal.

Angewandte Menge: 0·9937 Gramm.

Dieser Versuch wurde in einer Eisenröhre bei einer Temperatur von 160° und in kohlensäurehältigem Wasser vorgenommen. Trotzdem das Lösungsmittel sieben Wochen eingewirkt hatte, konnten im Filtrat keinerlei gelöste Bestandtheile nachgewiesen werden.

Die mikroskopische Untersuchung verrieth die Anwesenheit einiger winzig kleiner Octaëder; es ist somit immerhin lösende Kraft ausgeübt worden.

Salze.

Kryolith.

Fundort: Evigtok, Grönland.

Angewandte Menge: 0·725 Gramm, welche in einer Glasröhre mit Wasser behandelt wurden. Dauer des Versuches: 5 Wochen. Es wurden 0·0102 Gramm Thonerde gefunden, doch war der Versuch nicht beweisführend, da diese wahrscheinlich aus dem Glase stammen dürfte, ich nahm daher den Versuch ein zweitesmal, und zwar in einer Eisenröhre vor. Nach ebenfalls fünfwöchentlicher Einwirkung konnte der Beweis erbracht werden, dass das Lösungsmittel Spuren von Bestandtheilen aufgenommen habe. Die mikroskopische Untersuchung zeigte nicht bestimmbare Veränderungen.

Pyromorphit.

Fundort: Friedrichsegen.

Angewandte Menge: 1·853 Gramm.

Das gleichfalls feingepulverte Mineral wurde mit kohlensäurehältigem Wasser in einer geschlossenen Glasröhre bei 90° durch sechs Wochen behandelt. Der Nachweis von gelöstem Blei mit Schwefelsäure als Bleisulfat ergab 0·0522 Gramm des letzteren, somit 0·0357 Gramm Blei.

Im Filtrate wurde durch Ammoniak, Chlorammonium und Magnesiumsulfat der Phosphor als Magnesiumammoniumphospbat gefällt und alsdann geglüht. Die gewogene pyrophosphorsaure Magnesia wog 0·0114 Gramm.

Es berechnen sich hieraus 0·0032 Gramm Phosphor. Die gefundenen Mengen vom gelösten Blei und Phosphor stehen somit so ziemlich in demselben Verhältnisse wie in der Pyromorphitformel. Die mikroskopische Untersuchung ergab prismatische Krystalle, über deren Natur jedoch nichts weiter gesagt werden kann.

Es lösen sich vom Minerale in Procenten 2·09; in 100 Theilen Wasser 0·09.

Wolframit.

Fundort: Altenberg.

Angewandte Menge: 0·7583 Gramm.

Die Behandlung dieses Minerals mit kohlensäurehältigem Wasser in einer geschlossenen Eisenröhre bei 160° durch vier Wochen ergab keinerlei Lösung, auch zeigte die mikroskopische Untersuchung durchaus keine Veränderung.

Fluorit.

Fundort: Kongsberg.

Angewandte Menge: 3·9905 Gramm.

Nach fünfwöchentlicher Einwirkung des destillirten Wassers wurde filtrirt, mit Ammoniak und oxalsaurem Ammon das *Ca* gefällt, getrocknet, geglüht und als Calciumoxyd gewogen. Es betrug die Menge 0·012 Gramm entsprechend einer Menge von 0·008 Gramm Calcium.

Das Filtrat wurde nun zur Flussäurebestimmung bis zum Verschwinden der alkalischen Reaction mit Salzsäure versetzt, und dann die Flussäure mit Calciumchlorid als Calciumfluorid gefällt. Es wurden 0·0135 Gramm Calciumfluorid, somit 0·0065 Gramm Fluor erhalten.

Es lösen sich demnach in Procenten vom Minerale 0·36; in 100 Theilen Wasser 0·036. Die mikroskopische Untersuchung ergab keine deutliche Veränderung, so dass auch über etwaige Krystallform der Neubildung leider nichts gesagt werden kann.[1])

[1]) Gefälltes Fluorcalcium ist nach Wilson bei gewöhnlicher Temperatur mit 0·37 in 10.000 Theilen Wasser löslich, bei höherer in grösserer Menge. Roth, Chem. Geologie. Bd. I.

Andalusit.

Fundort: Lisens in Tirol.

Angewandte Menge: 0·9643 Gramm.

Nach Behandlung des feingepulverten Minerals mit kohlensäurehältigem Wasser durch sechs Wochen in geschlossener Eisenröhre bei 160° wurde die Analyse vorgenommen. Aluminiumoxyd wurde gefunden 0·0029 Gramm. Die berechnete Menge des Aluminiums beträgt 0·0014 Gramm.

Die Behandlung des Filtrates mit Salzsäure und wiederholtes Eindampfen zur Prüfung auf Kieselsäure führte zu keinem Resultate. Es hatte somit wahrscheinlich Zersetzung stattgefunden. Durch die mikroskopische Untersuchung des rückständigen Pulvers konnte dieser Umstand jedoch nicht näher bewiesen werden, da dasselbe keine deutliche Veränderung zeigte.

Anorthit.

Fundort: Monte Somma.

Angewandte Menge: 0·739 Gramm.

Nach vierwöchentlicher Einwirkung ergab die vorgenommene Analyse leider so geringe Mengen, dass sie quantitativ nicht bestimmbar waren. Ein früherer Versuch bei einer Einwirkungsdauer von sechs Monaten hatte ein besseres Resultat ergeben, doch sind leider die Zahlen verloren gegangen.

Sehr interessant war die durch das Mikroskop beobachtete Veränderung des rückständigen Pulvers. Es zeigte die Untersuchung rhomboëderähnliche Krystallaggregate, sowie Durchkreuzungszwillinge, die möglicherweise Chabasit sind. Ich möchte dabei darauf hinweisen, dass Doelter[1]) umgekehrt aus Chabasit von Aussig aus Schmelzfluss durch langsames Erstarren Anorthit, dagegen durch Erhitzen von Anorthit mit kohlensäurehältigem Wasser bei 200° Celsius durch vierzehn Tage Heulandit und Chabasit erhielt.

---

[1]) Doelter, Ueber die künstliche Darstellung einiger Zeolithe. N. J. f. M. 1890, I. Bd., pag. 124 u. 129.

Epidot.

Fundort: Obersulzbachthal.

Angewandte Menge: 0·613 Gramm.

Epidot war in geschlossener Eisenröhre bei einer Temperatur von 160° vier Wochen hindurch der Einwirkung kohlensäurehältigen Wassers überlassen worden.

Die Untersuchung des abfiltrirten Lösungsmittels zeigte hierauf bei der Analyse fast unmerkliche Mengen gelöster Substanz.

Es war hierbei die angewandte Menge von 0·613 Gramm vielleicht eine zu geringe, um quantitativ bestimmbare Fällungen zu erhalten. Die mikroskopische Untersuchung ergab keine Veränderung.

Heulandit.

Fundort: Kongsberg.

Angewandte Menge: 0·9827 Gramm.

Sowie bei Wolframit ergab der Versuch bei Heulandit nach fünfwöchentlicher Einwirkung keinerlei Resultat, weder durch die Analyse, noch durch die mikroskopische Untersuchung.

Resultate.

Von den untersuchten Mineralen sind in destillirtem Wasser bei einer Temperatur von 90° und unter einem gewissen Drucke nach längerer Einwirkung in kleinen, wägbaren Mengen, und zwar ohne dabei zersetzt zu werden, die folgenden löslich resp. zersetzbar:

Markasit, Buntkupfererz, Kupferglanz [1]), Manganit [1]), Fluorit.

In unwägbaren Mengen waren von weiteren nach obiger Art untersuchten Mineralien löslich: Zinnober, Cuprit und Kryolith. [2])

Bei Pleonast lässt nur die mikroskopische Untersuchung auf Lösung schliessen.

---

[1]) Ich zähle Kupferglanz und Manganit ebenfalls zu den in Wahrheit in Lösung gegangenen Mineralien, obwohl den thatsächlichen Beweis hierfür erbringende Zahlen mir fehlen und nur die Wahrscheinlichkeit dafür spricht. Ich bemerke gleichzeitig auch, dass wohl alle Zahlen, welche diesbezüglich geliefert werden, trotz aller Sorgfalt und Genauigkeit, doch nur annähernde Richtigkeit werden beanspruchen dürfen.

[2]) Ob diese drei Mineralien zersetzt oder einfach gelöst worden sind, wäre noch schwieriger zu entscheiden.

In kohlensäurehältigem Wasser, bei einer Temperatur von 160° und unter einem gewissen Drucke ist nach längerer Einwirkung ausser dem Pleonast noch der Epidot zersetzbar, doch nur in Spuren; Pyromorphit allein ergab von dieser Gruppe wägbare Mengen der gelösten Bestandtheile, so dass von Lösung gesprochen werden kann. Andalusit ist wahrscheinlich zersetzt worden, da der eine seiner Bestandtheile in beträchtlicher Menge, der andere jedoch gar nicht in der Lösung nachgewiesen werden konnte.

Bei Anorthit lässt die mikroskopische Untersuchung darauf schliessen, dass das Mineral zersetzt worden ist.

Es sei mir zum Schlusse gestattet, meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. Cornelius Doelter, für die während dieser Arbeit mir gütigst ertheilten Rathschläge, sowie auch dem Assistenten Herrn J. Ippen, Mag. pharm., hiermit meinen besten Dank auszusprechen.

XXV. Notiz.

Schwefel von Allchar in Macedonien.

Das mineralogisch-petrographische Institut der Wiener Universität erwarb kürzlich eine Antimonitstufe mit der Fundortsbezeichnung „Macedonien". Die grosse Aehnlichkeit, welche die vorliegende Stufe mit dem von Foullon beschriebenen Vorkommen von Allchar bei Rozsdan in Macedonien (Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1890, Nr. 17) aufweist, macht es sehr wahrscheinlich, dass auch unser Stück von dem angegebenen Fundorte herrührt.

Die Antimonitkrystalle entbehren durchwegs der terminalen Begrenzung, sind fast gänzlich mit einer intensiv orangegelben Verwitterungskruste von Antimonocher überzogen und mit zahlreichen Schwefelkrystallen besetzt. Die grössten derselben messen etwa 2—3 Millimeter. Während aber Foullon an den von ihm untersuchten Stufen drei Ausbildungsformen der Krystalle unterscheiden konnte (kugelig, dünntafelig, cylindrisch), haben wir es nur mit Krystallen des ersten Typus zu thun. Wegen ihrer lebhaft glänzenden und gut entwickelten Flächen sind dieselben zu einer Messung vorzüglich geeignet. Der Reichthum an Formen ist, wie die nachfolgende Uebersicht lehrt, ungemein gross. Von den in Goldschmidt's Index angeführten 29 Formen wurden 16 identificirt; ausserdem wurde eine neue Form aufgefunden. Doch muss bemerkt werden, dass keiner der untersuchten Krystalle (20 an der Zahl) alle Formen an sich vereinigt.

Es wurden beobachtet:

*a = (100)	*t = (115)
*b = (010)	*s = (113)
*c = (001)	*y = (112)
*n = (011)	*q = (131)
*e = (101)	*z = (135)
*p = (111)	*x = (133)
δ = (221)	r = (311)
w = (117)	α = (313)

Die mit Sternchen bezeichneten Formen hat Foullon gleichfalls constatirt. Die für diesen Fundort neuen Formen wären demnach:

	Winkel	Gemessen	Berechnet [1])
δ	$p:\delta$	8° 51′	8° 55′ 50″
w	$c:w$	23° 17′ 12″	23° 18′ 30″
r	$p:r$	25° 34′	25° 33′ 50″
α	$e:\alpha$	13° 54′	14° 0′ 39″

[1]) Siehe Molengraaff, Zeitschr. f. Kryst. Bd. XIV, pag. 47.

Aus den mit aller Schärfe messbaren Winkeln $c:p = 71^\circ 40' 1''$ und $p:p$ über $e = 73^\circ 36' 38''$ ergibt sich das Axenverhältnis

$$0{\cdot}81366 : 1 : 1{\cdot}9061 \text{ (bei } 18^\circ \text{ C.)}$$

welches von dem Schrauf'schen

$$0{\cdot}8138 : 1 : 1{\cdot}9055$$

nur wenig abweicht und mit dem von Scacchi angegebenen [1])

$$0{\cdot}813 : 1 : 1{\cdot}906$$

übereinstimmt.

Neue Form: Zwischen $p = (111)$ und $x = (133)$ wurde an einem Krystalle als schmale Abstumpfung eine Fläche beobachtet, deren Neigung gegen p mit 19° bestimmt werden konnte. Mit Zugrundelegung des vorstehend angegebenen Axenverhältnisses ergibt die Rechnung die Form (122), für welche der berechnete Winkel gegen $p = 18^\circ 50'$ beträgt. Da das Prisma (120) bereits bekannt ist und mit k bezeichnet wird, wollen wir der neuen Form das Zeichen $k\cdot$ beilegen.

$$k\cdot = (122).$$

Mineral.-petr. Univ.-Inst. Wien, Februar 1892. Pelikan.

[1]) Citirt nach Goldschmidt, Index. Bd. III, pag. 103.

XXVI. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

Farrington O. C.: The chemical composition of Jolite. — Am. Journ. of Sc. Vol. XLIII, Jan. 1892.

Haefcke H.: Ueber die chemische Constitution der Hornblende. — Inaug.-Dissert. (Göttingen) Berlin 1890.

Hillebrand W. F. u. Melville W. H.: On the isomorphism and composition of Thorium and Uranous sulphates. — Am. Chem. Journ. Vol. XIV, Nr. 1, 1892.

Kreutz A.: Ueber die Constitution arsenigsaurer Salze. — Inaug.-Dissert. Bonn 1890.

Loczka J.: Mineralanalysen. — Földtani Közlöny. Bd. XXI, 1891.

Luzi W.: Zur Kenntnis des Graphitkohlenstoffes. — Ber. d. deutsch. chem. Gesellsch. XXIV, Heft 19, 1891.

Offret M. A.: De la variation sous l'influence de la chaleur des indices de réfraction de quelques espèces minérales dans l'étendue du spectre visible. — Bull. Soc. franç. de Min. (1890).

Panebianco R.: Inesattezze ed errori nella determinazione delle costanti cristallografiche dei minerali. — Riv. di Min. e Crist. Ital. Vol. VIII, 1891.

Derselbe: Sul' entità degli errori del Prof. F. Sansoni. — Rivista di Min. e Crist. Ital. Vol. X, Padova 1892.

Sella Alf.: Beitrag zur Kenntnis der specifischen Wärme der Mineralien. Nachr. d. kön. Ges. d. Wiss. u. d. Georg-August-Universität Göttingen. Nr. 10, 1891.

Derselbe: Sul numero delle cifre costanti cristallografiche e sull' uso del metodo dei minimi quadrati per il calcolo di esse costanti. — Riv. di Min. e Crist. Ital. Vol. X, 1891.

Derselbe: Sulla variazione dell' indice di rifrazione del Diamante colla temperatura e su di una generalizzazione del metodo di minima deviazione col prisma. — Rend. d. Real. Acc. dei Lincei. Vol. VII, 2. sem., fasc. 9, 1891.

Weibull M.: Ueber die Krystallform und Constitution der Arsenkiese. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XX, 1, 1892.

Wells H. L. and Penfield S. L.: On a series of Caesium Trihalides. — Am. Journ. of. Sc. Vol. XLIII, January 1892.

Werner A.: Beiträge zur Theorie der Affinität und Valenz. — Vierteljahrsschr. naturf. Gesellsch. Zürich. Bd. XXXVI, 1891.

Zimányi K.: Beiträge zur krystallographischen und optischen Kenntnis des Antipyrins. — Math. u. naturw. Berichte aus Ungarn. Bd. IX, 1891.

Mineralogie.

Bombicci L.: 1. Nuove ricerche sulla Melanoflogite della miniera Giona presso Racalmuto in Sicilia. 2. La gradazioni della sferoedria nei cristalli. Sue coesistenze nelle forme normalmente reticolari. 3. Altri esempi di contorsioni elicoidi nelle facce e negli aggregati simmetrici dei cristalli. — Bologna 1891.

Grosser P.: Messungen an Wollastonitkrystallen vom Vesuv. — Zeitschr. f. Kryst etc. XIX, 6, 1891.

Hunt Th. Sterry: Systematic Mineralogy based on a natural classification. — New-York 1891.

Rinne F.: Ueber Beziehungen zwischen den Mineralien der Heulandit- und Desmingruppe. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1892, Bd. I.

Sandberger F. v.: Hyalophan auf Klüften des Buntsandsteines am Steinberg bei Waldau unweit Furtwangen. — Bemerkungen über das Vorkommen des Grammatites in dem Specksteinlager von Göpfersgrün bei Wunsiedel. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1892, Bd. I.

Schrauf A.: Ueber Metacinnaberit von Idria und dessen Paragenesis. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Bd. XLI, Heft 2, 1891.

Sella A.: Sulla Ottaedrite del Biellese. — Rend. Real. d. Acc. dei Lincei. Vol. VII, 2. Sem., fasc. 6, 1891.

Streng A.: Ueber den Melanophlogit. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1891, Bd. II.

Stuber J.: Cölestin von Scharfenberg in Sachsen. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XIX, 5, 1891.

Thiel J.: Beiträge zur Kenntnis der nutzbaren Mineralien des bayerischen Waldes mit specieller Berücksichtigung des Silberberges bei Bodenmais. — Inaug.-Dissert. Erlangen 1891.

Petrographie und Geologie.

Adams F. D.: On Some Granites from British Columbia and the Adjacent Parts of Alaska and the Yukon District. — Canad. Record of Science. Sept. 1891.

Derselbe: Notes to Accompany a Tabulation of the Igneous Rocks based on the System of Prof. H. Rosenbusch. Canad. Record of Science. Dec. 1891.

Aguirre E.: Constitucion geológica de la provincia de Buenos Aires. — Censo gener. de la prov. Buenos Aires. 1882.

Derselbe: La Sierra de la Ventana. — Anal. de la Soc. Cient. Argentina. XXXII, 1891.

Derselbe: Pozos artesianos y provision de agua en el Puerto de Bahia Blanca. — Anal. de la Soc. Cientif. Argentina XXXI, 1891.

Andreae A. und Osann A.: Beiträge zur Geologie des Blattes Heidelberg. Mitth. d. Grossh. Bad. geol. Landesanst. Bd. II, VII—XI.

Asonuma J.: Topographical map of Hokkaidō, with localities of useful minerals. 1891.

Bäckström H.: Beiträge zur Kenntnis der isländischen Liparite. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. Bd. XIII, Heft 7, 1891.

Barrois Ch.: Mémoire sur la Faune du Grès armoricain. — Annal. de la soc. géol. du Nord. XIX, 1891.

Bruhns W.: Die Auswürflinge des Laacher Sees in ihren petrographischen und genetischen Beziehungen. — Verh. naturh. Ver. Bonn. XLVIII. Jahrg., 1892.

Busz K.: Die Leucit-Phonolithe und deren Tuffe in dem Gebiete des Laacher Sees. — Verh. naturh. Ver. Bonn. XLVIII. Jahrg., 1892.

Cohn E. und Deecke W.: Ueber Geschiebe aus Neu-Vorpommern und Rügen. — Mitth. naturw. Ver. f. Neu-Vorpommern u. Rügen. 23. Jahrg., 1891.

Cross W.: Geology of the Rosita Hills Custer Co. Colorado. — Proc. Colorado Scient. Soc. 1890.

dell' Erba L.: Considerazioni sulla genesi del Piperno. — Atti d. Acc. Scienz. Napoli. Vol. V, 1891.

Gümbel C. W. v.: Geologische Bemerkungen über die Thermen von Bormio und das Ortlergebirge. — Sitzungsber. bayer. Akad. d. Wiss. Bd. XXI, Heft 1, 1891.

Hoernes R.: Schöckelkalk und Semriacher Schiefer. — Mitth. naturw. Ver. f. Steierm. 1892.

Hussak E.: Contribuições mineralogicas e petrographicas. — Bolletim da Commissão geogr. e geol. do estado de S. Paulo. 1890, Nr. 7.

Irving R. D. & van Hise Ch. R.: The Penokee Iron-Bearing Series of Michigan and Wisconsin. — Tenth ann. Rep. U. S. geol. Survey 1888/89. Washington 1890.

Jimbō K.: Geological map of Hokkaidō. — After the latest observations of K. Jimbō, T. Ishikawa, S. Yokoyama, J. Asai etc. 1891.

Jimbō K., Ishikawa T. and Yokoyama S.: Distribution of volcanoes in Hokkaidō. — From their latest observations. 1891.

Karrer F.: Führer durch die Baumaterial-Sammlung des k. k. naturhistorischen Hofmuseums. — Wien 1892, b. R. Lechner.

Katzer F.: Zur geologischen Beurtheilung der Trinkwässer von Wrschowitz bei Prag. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Bd. XLI, Heft 1, 1891.

Derselbe: Mineralogisches und Geologisches von der Landesausstellung in Prag. — Verhandl. d. k. k. geol. Reichsaustalt. Nr. 13, 1891.

Derselbe: Geologische Karte von Böhmen im Maassstabe 1 : 720.000. — Prag 1892, b. J. Taussig.

Koch A.: Ueber das Vorkommen interessanter Ursäugethierreste und Aragonittropfsteine neben der Goldgrube im Hideg-Szamos-Thale. — Siebenbürgischer Museumverein. 1890.

Derselbe: Die Tertiärbildungen des siebenbürgischen Beckens. — Math.-naturw. Ber. a. Ungarn. Bd. IX, Budapest 1891.

Krejči J. & Frič A.: Geologische Karte von Böhmen. Section VI. Umgebung von Kuttenberg bis Böhm.-Trübau. — Archiv d. naturw. Landesdurchforschung v. Böhmen. Bd. VII, Nr. 6, Prag 1891.

Matteucci R. V.: Sulla fase eruttiva del Vesuvio cominciata nel giugnio 1891. — Atti d. Acc. Scienz. Napoli. Vol. V, Serie 2^{a}, Nr. 2, 1891.

Mügge O.: Ueber den Krystallbau der pyrogenen Quarze. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1892, Bd. I.

Niessl G. v.: Ueber die Peribeldistanzen und andere Bahnelemente jener Meteoriten, deren Fallerscheinungen mit einiger Sicherheit beobachtet werden konnten. — Verh. naturf. Ver. in Brünn. 1891.

Osann A.: Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine des Cabo de Gata. II. — Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1891.

Rinne F.: Der Basalt des hohen Berges bei Bühne in Westfalen. — Sitzungsber. d. preuss. Akad. d. Wiss. XLVII, 1891.

Sacco F.: L'Appennino settentrionale (parte centrale). Nota preventiva ad esplicazione della Carta geologica (1). Torino 1891.

Derselbe: L'age des formations ophiolitiques récentes. — Bull. soc. Belge de Géol. etc. Tom. V, 1891.

Salomon W.: Ueber einige Einschlüsse metamorpher Gesteine im Tonalit. — Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. VII, 1891.

Schlatter C. B.: Die Veränderungen des Limmatwassers durch das Abwasser der Stadt Zürich in bacteriologischer Hinsicht. — Inaug.-Dissert. (Zürich) 1890.

Schulte L.: Geologische und petrographische Untersuchungen der Umgebung der Dauner Maare. — Inaug.-Dissert. (Bonn). Verh. naturh. Ver. Bonn. XLVIII. Jahrg., 1891.

Streng A.: Uebersicht über die eruptiven Gesteine der Section Giessen. — 28. Ber. der Oberh. Ges. f. Natur- u. Heilk. 1891.

Toula F.: Der Stand der geologischen Kenntnis der Balkanländer. — Verh. d. IX. deutschen Geographentages in Wien 1891.

Wähner F.: Aus der Urzeit unserer Kalkalpen. — Zeitschr. d. deutsch.-österr. Alpenver. Bd. XXII, 1891.

Stur D.: Jahresbericht 1891. — Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Nr. 1, 1892.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp in Wien.

XXVII. Ueber Structur und Classification der Eruptivgesteine.

Von **H. Rosenbusch.**

Και γαρ αἱ δοξαι αἱ αληθεις ου πολλου αξιαι εισιν,
ἑως αν τις αυτας δηση αιτιας λογισμῳ.

Platon.

Als ich im Jahre 1877 die erste Auflage meiner mikroskopischen Physiographie der massigen Gesteine veröffentlichte, lag das Schwergewicht der Gesteinslehre noch ganz wesentlich in der Bestimmung des Mineralbestandes. Es soll damit nicht gesagt sein, dass nicht schon manchem Mitstrebenden die hohe Bedeutung der Structur für die Gesteine zum Bewusstsein gekommen wäre. Auch mir war dieselbe nicht entgangen, wie das die Abschnitte über Granit, Quarzporphyr u. s. w. deutlich beweisen. Man kann sogar sagen, dass die verschiedenen Structurformen der Eruptivgesteine in ihren Hauptzügen schon damals, ja schon auch früher, erkannt und beschrieben, zum Theil auch benannt waren. Aber die Bedeutung der Structur für die Genesis und für ein natürliches System der Eruptivgesteine war doch sicher einerseits nicht gebührend gewürdigt, andererseits in einer falschen Richtung gesucht. — Es war eine Zeit, in welcher hervorragende Petrographen noch an der eruptiven Natur der körnigen Gesteine, zumal der Granite, glaubten zweifeln zu müssen, und wo man ziemlich allgemein in dem Vorurtheil befangen war, dass das geologische Alter eines Eruptivgesteines in hervorragender Weise für den Bestand und die Structur desselben bedingend sei. Ich selbst — und ich ziehe es vor, in der ersten Person zu

sprechen, um Niemanden derselben Irrthümer zu zeihen, in denen ich lebte — war jedenfalls in solchen Vorstellungen befangen. Da ich nun trotzdem von der eruptiven Natur der körnigen Gesteine (Granite, Diorite u. s. w.) durch meine Aufnahmen in den Vogesen vollständig und fest überzeugt war, so suchte ich eifrig einerseits nach Charakteren, welche diese körnigen Massen mit echt vulkanischen Gesteinen theilten (Glaseinschlüsse, Glasbasis u. dergl.), andererseits aber nach unverkennbaren Zwischenformen und Uebergängen zwischen vulkanischen und körnigen Gesteinen. Das wird man besonders in dem Abschnitte über die Quarzporphyre bestätigt finden. — So kam ich zu der Anordnung und Gruppirung des Stoffes in der ersten Auflage meiner genannten Physiographie. Die dort befolgte Systematik war eine künstliche und konnte, eben weil sie es war, mit grosser Consequenz durchgeführt werden. Das erwarb ihr über mein Erwarten rasch Freunde und weitverbreitete Annahme.

Jede neue Erfahrung, die ich bei weiterem Studium sammelte, die gedankenmässige Verknüpfung dieser Erfahrungen, vor Allem aber die allmähliche Einsicht in die Gesetzmässigkeit der Reihenfolge der Mineralausscheidungen in einem Eruptivmagma und die zunehmende Bekanntschaft mit der ungeheueren Verbreitung dynamischer Phänomene in der Structur der älteren Massengesteine bewiesen mir, dass ich in der Gruppirung des Stoffes durchaus irrthümlich verfahren war. In meinen Vorlesungen über Petrographie wurde ich schon sehr bald nach dem Erscheinen meiner Physiographie II gezwungen, auf die durchgreifenden Verschiedenheiten gleicher Eruptivmassen im gefalteten und nicht gefalteten Gebirge hinzuweisen, wie meinen Schülern wohl in Erinnerung ist. Auch wer meine Thätigkeit als Mitarbeiter am Neuen Jahrbuch mit Aufmerksamkeit verfolgt hat, wird diesen Wechsel der Anschauungen und Ueberzeugungen bemerkt haben. Ein Hauptresultat dieser fortschreitenden Erkenntnis legte ich nieder in einem Aufsatze: „Ueber das Wesen der körnigen und porphyrischen Structur“, L. J. 1882, II, 1. — Die hierin bekundeten Anschauungen blieben im Wesentlichen ohne Widerspruch.

Als ich nun in die glückliche Lage kam, die zweite Auflage meiner mikroskopischen Physiographie der massigen Gesteine im Jahre 1887 schreiben zu können, hätte ich ein Unrecht gegen die Wahrheit, gegen meine Leser und gegen mich selbst begehen müssen,

wenn ich die erste Auflage in erweiterter und bis auf die damalige Gegenwart ergänzter Form mit Beibehaltung der alten Stoffgruppirung hätte geben wollen. Ich musste zu einer Umarbeitung vom Grund aus schreiten. Da nun meine Ueberzeugungen auf manchen Gebieten noch keineswegs unerschütterlich feststanden, so konnte manche Inconsequenz nicht ausbleiben. Ich habe das in der Vorrede und passim offen ausgesprochen, und selbst auf die wichtigsten dieser Inconsequenzen hingedeutet, z. B. die Stellung der Diabase im System, die Ganggesteine, die Porphyrite u. s. w. Ich konnte mich selbst über diesen Mangel an Folgerichtigkeit wohl trösten, da das Buch ja nicht ein „Lehrbuch", sondern, wie ausdrücklich auf dem Titel gesagt ist, ein „Hilfsbuch bei petrographischen Studien" sein sollte.

Man verfehlte nicht, diese Inconsequenzen zu tadeln und man hatte volles Recht dazu, wenngleich es wohl der Sache nicht geschadet hätte anzuführen, dass diese Inconsequenzen bewusste waren. In jedem Falle freute sich über diesen Tadel Niemand mehr als ich selbst. Einerseits musste er zur Klärung der Sache führen, andererseits hat mich das Leben gelehrt, dass die Menschen sich viel leichter mit einer Neuerung befreunden, wenn sie daran Manches auszusetzen, als wenn sie Nichts dagegen zu sagen haben. Und mir lag es mehr an der Verbreitung dessen, was ich für Recht erkannt hatte oder doch erkannt zu haben glaubte, als an der persönlichen Anerkennung.

Dass bei der zwischen der ersten und zweiten Auflage meines genannten Werkes vollzogenen, vollständigen Verrückung der leitenden Gesichtspunkte Manches in der ersten Auflage in den Vordergrund Gestellte in der zweiten Auflage zurücktreten oder auch — wenn ich nicht polemisiren wollte — fortbleiben musste, ist leicht verständlich. Und dass ich der in der ersten Auflage noch stark gepflegten Polemik in der zweiten Auflage vollständig entsagt habe, wird man ja nicht bestreiten können. Ich hatte inzwischen eben auch gelernt, dass eine Polemik die Sache nicht viel fördert. Einsichtige bedürfen ihrer nicht, um zu erkennen, welche von entgegenstehenden Meinungen die richtige sei. Uneinsichtige urtheilen nach Neigung und persönlicher Beziehung und sind ebenso wenig zu überzeugen, wie Gegner.

Ebenso musste die neue Richtung mich manchem wohldenkenden Freunde und Mitstrebenden eine Zeitlang entfremden. Ich lebte und lebe noch der Ueberzeugung, dass bei redlicher Bemühung um die

objective Wahrheit die eine Zeitlang divergirenden Wege doch wieder zusammenführen müssen und getröste mich dessen noch heute. — Dass die veränderten Ziele bei der zweiten Auflage nöthigten, auch manchen Namen seltener als massgebend zu nennen, der in der ersten Auflage oft als Autorität citirt war, liess sich nicht verhindern, wenn die Polemik ausgeschlossen bleiben sollte. Das hat vielleicht Niemanden mehr betroffen als Herrn Michel-Lévy.

Da nun zweifellos auch Herr Michel-Lévy zu den Mitstrebenden gehört, die die alten Wege wandern, während ich in neue Bahnen glaubte einlenken zu müssen, so hat er von seinem guten Rechte der Kritik an meinem neuen Standpunkte in seiner Broschüre: „Structures et classification des roches éruptives, Paris 1889“ einen ausgiebigen Gebrauch gemacht. Ich bin fern davon, ihm dies zu verdenken. Den Ton der Kritik allerdings muss ich mit Entschiedenheit zurückweisen und bin entschlossen, ihn nicht auch meinerseits anzuschlagen. Er dürfte sich bei Herrn Michel-Lévy aus zwei Umständen erklären und dann nach dem bekannten Worte auch verzeihen lassen: aus der nach meiner Ueberzeugung durchaus unberechtigten Empfindung verletzten Autorenbewusstseins und aus der Schwäche des von ihm vertretenen Standpunktes. Wer von der sieghaften Sicherheit der von ihm verfochtenen Sache überzeugt ist, pflegt sehr ruhig zu fechten.

Man kann den Inhalt der angeführten Broschüre von Herrn Michel-Lévy in etwas scherzhafter, aber zutreffender Form in folgende Sätze zusammenfassen, die sich zwar gegenseitig widersprechen, die aber Herr Michel-Lévy dennoch glaubt beweisen zu könnnen:

1. Die von Rosenbusch in der zweiten Auflage seiner Physiographie, Bd. II, angewandte Systematik der Eruptivgesteine auf geologischer Grundlage ist unhaltbar.

2. Das von Rosenbusch auf geologischer Grundlage aufgebaute System der Eruptivgesteine ist in allem Wesentlichen eine Copie des Systems der Herren Michel-Lévy und Fouqué.

3. Was von dem Inhalte der zweiten Auflage der Physiographie, Bd. II, Rosenbusch eigen ist, ist falsch. Was davon richtig ist, hat Herr Michel-Lévy lange vor ihm erkannt und bestimmt.

Ich wiederhole, dass diese Sätze nur in ziemlich carikirter Form und nur den formalen Inhalt der Michel-Lévy'schen Bro-

schüre wiedergeben sollen, und ich wähle diese Form, weil sie die Sache deutlich macht und weil sie die einzige ist, die die genannte Broschüre verdient. Ernstliche Einwürfe gegen meine Auffassungen und eine sachliche Kritik derselben vermisse ich durchaus; dagegen wimmelt die Schrift von schiefen und unrichtigen Behauptungen und gibt auf jeder Seite Beweise einer seltenen Flüchtigkeit, so dass die Entgegnung zum grossen Theil ein Appell von dem judice male informato ad judicem melius informandum sein wird. — Ausserdem schicke ich voraus, dass die Systematik der Eruptivgesteine, welche Herr Michel-Lévy als sein Eigenthum vertheidigt, in ihren Grundzügen (nicht in den Namen und Einzelheiten) derjenigen der ersten Auflage meiner Physiographie entspricht. Ich bin jeden Augenblick bereit, den Beweis für diese Behauptung zu liefern, mit welcher ich übrigens dem Sachkundigen nichts Neues sage. Wenn ich mich also heute gegen eine Identification der Systematik in der zweiten Auflage meiner Physiographie, Bd. II, mit derjenigen verwahre, welche Herr Michel-Lévy die seine nennt, so vertheidige ich eigentlich in der Hauptsache meine zweite Auflage gegen die erste, und das ist ein Hauptgrund, warum ich auf die Angriffe des Herrn Michel-Lévy überhaupt antworte.

Wenn das von mir auf geologischer Grundlage aufgebaute System der Eruptivgesteine dasselbe wäre, wie das nach Herrn Michel-Lévy's Aussage von ihm auf Zusammensetzung und Structur begründete, so hätte ja eigentlich Herr Michel-Lévy keinen Grund, es anzugreifen, und ich jeden Grund zufrieden zu sein. Leider ist dem nicht so und wer etwa glauben wollte, die in der genannten Broschüre des Herrn Michel-Levy aufgestellte vergleichende Tabelle meines und seines Systems wäre richtig, der wäre in einem schweren Irrthume befangen. Es ist nun nicht meine Absicht, die Fehler in dieser vergleichenden Uebersicht einzeln aufzudecken und nachzuweisen; dies würde sich nicht lohnen und wäre überdies schwer durchführbar, weil es bei der unpräcisen Definition vieler seiner Gesteinstypen wohl möglich ist, zu erkennen, dass sie den meinigen nicht entsprechen, nicht aber auch sicher zu verstehen, was sie eigentlich bedeuten.

Ein grosser Theil der Vorwürfe des Herrn Michel-Lévy dreht sich um Prioritätsstreitigkeiten, wie die obigen Sätze zeigen. Es ist nun sonderbar, einem Werke den Vorwurf nicht anerkannter

fremder Priorität zu machen, welches zu Häupten jedes seiner Capitel die benützte Literatur ausführlich mit Angabe der Jahreszahlen enthält. Ich könnte mich mit diesem Hinweis begnügen, aber ich werde in diesem Aufsatze und in angehängten Bemerkungen besondere Gelegenheit nehmen, zu zeigen, wie es mit den Ansprüchen des Herrn Michel-Lévy auf die Priorität der wichtigsten in Frage kommenden Punkte bestellt ist. An dieser Stelle möchte ich nur hervorheben, dass in allen meinen Arbeiten, die nicht Tabellen zum Bestimmen sind, als in welche Literatur nicht hineingehört, nach bestem Vermögen die Vorgänger genannt sind. Ja, ich schreibe es mir als ein Verdienst zu, dass ich vom Anfang meiner literarischen Thätigkeit an auf die genaue historische Entwicklung des Gegenstandes und die Anführung der vorlaufenden Arbeiten hingewirkt habe, und bin nach dieser Richtung der Zustimmung aller Fachgenossen sicher, die gerecht sein können. Ich glaube sogar, dass dieser Seite meiner Bestrebungen meine Bücher einen grossen Theil ihrer Brauchbarkeit verdanken, vielleicht einen weit grösseren, als meinen eigenen Forschungen. Ich bin vielleicht — und ich habe dem auch in der Vorrede zur zweiten Auflage meiner Physiographie. II. Ausdruck gegeben — in der Anführung älterer Literatur zu weit gegangen.

Es ist etwas Eigenes um die Priorität. Nichts ist oft schwerer festzustellen, als die erste Quelle, das erste Auftauchen einer Erkenntnis, eines Begriffes. Es geht damit, wie mit der Donauquelle. Für das Kind und den Tross der Reisenden liegt sie in der bekannten gemauerten Grube in Donaueschingen. Der Landeskundige sagt: „Die Brigach und die Breg bringen die Donau zuweg.“ Ich wüsste nicht viele Erkenntnisse und Begriffe in der modernen Petrographie, die sich nicht trotz der staunenswerthen Umwälzung, die das Mikroskop hervorgebracht hat, weit hinter die Einführung dieses Instrumentes. oft bis in die Anfänge der Geologie zurückverfolgen liessen. Das Anrecht des Einzelnen von uns an eine solche Erkenntnis oder an einen solchen Begriff ist ein meistens sehr problematisches und im glücklichen Falle nicht einem Vollloose. sondern einem Antheil an einem Achtelloose zu vergleichen.

Ein volles Recht haben wir nur an der eigenen Formulirung einer Erkenntnis, eines Begriffes. — In seiner Kritik beruft sich Herr Michel-Lévy fast durchgehends auf

seine Arbeit in dem 1875er Jahrgange der „Annales des Mines", um seine Priorität darzuthun. Der Herr Michel-Lévy von 1875 kann aus seinen eigenen Arbeiten ersehen, wie es um seine Prioritätsansprüche bestellt ist. Dort kennt er seine Vorgänger. Herr Michel-Lévy von 1889 hat sie vergessen und hält sich für den Entdecker der daselbst beschriebenen Dinge. Er täuscht sich; nicht er ist der Entdecker. Ihm gehört nur seine Definition und seine Formulirung der Thatsachen. Diese lasse ich ihm neidlos und behaupte andererseits mein Eigenthum an meiner Definition und Formulirung. Wo hätte ich je die seinige benützt, ohne ihn zu nennen?

Doch kommen wir zur Sache!

Ich möchte unter thunlichster Vermeidung von Wiederholungen dessen, was ich in meiner Mikrosk. Physiogr., Bd. II, 2. Aufl. und in früheren Arbeiten gesagt habe, die Berechtigung des daselbst aufgestellten Systemes der Eruptivgesteine beleuchten und womöglich beweisen; nicht weil ich Recht haben will, sondern weil ich glaube Recht zu haben und diesem Recht nach Kräften den Eingang zu verschaffen die Pflicht fühle.

So alt fast wie die Geologie, jedenfalls älter als die Petrographie, soweit sie eine selbstständige und mit Bewusstsein von der Geologie abgetrennte Disciplin ist, ist auch die Erkenntnis, dass es zwei grosse Haupt- und Cardinalstructurtypen bei den Eruptivgesteinen gibt, welche man als die körnige oder regellos körnige und als die porphyrische Structur unterschied. Lediglich durch die Forschungshilfsmittel, die man früher zur Verfügung hatte, erklärt es sich, dass man daneben einen dritten Typus, den glasigen, glaubte aufstellen zu müssen. Sobald das Mikroskop ermöglichte, Einsprenglinge auch in den Gläsern, und andererseits Glasreste in solchen Gesteinen zu erkennen, die keine Spur davon makroskopisch wahrnehmen liessen, löste sich diese Gruppe wie von selbst in dem Bewusstsein der Petrographen auf und wurde von einigen derselben auch ausgesprochenermassen gestrichen.

Dass es zwischen beiden Grundformen der Eruptivstructuren vermittelnde Zwischenglieder gebe, war ebenfalls eine allgemein bekannte Sache; solche fasste man als porphyrartige Structuren

in der deutschen Terminologie zusammen. Von jeher haben die Geologen und Petrographen in der Gesteinssystematik diesen Structurdifferenzen Rechnung getragen. Dass sie nicht in prägnanterer Weise zum Ausdruck kamen, hatte wohl zum nicht geringen Theile seine Ursache in dem Umstande, dass man einem vollkommen fremden Factor, dem geologischen Alter, eine massgebende Rolle in der Systematik anwies. Dadurch kam es, dass eine und dieselbe Structur in der Classification der Krystallisationsproducte eruptiver Magmen zweimal wiederkehrte und also in eine weniger bedeutsame Stellung zurückgeworfen wurde. Man vergleiche zum Verständnis des Gesagten die Reihen

Granit	Syenit	Diorit
Granitporphyr . .	Syenitporphyr	Dioritporphyrit
Quarzporphyr . .	Quarzfreier Porphyr .	Porphyrit
Felsitpechstein .		
Liparit.	Trachyt	Andesit
Liparitgläser . .	Trachytgläser	Andesitgläser

u. s. w. — Dass in diesen Reihen an irgend einer Stelle ein Schnitt liege, der bedeutsamer sei als die anderen Schnitte, das lag wohl im Bewusstsein Aller. Wo dieser bedeutsamere Schnitt liege, das war die Frage. Die Antwort auf diese Frage musste abhängig sein von der Definition, welche man für die körnige und die porphyrische Structur aufstellte. Nun hat man das unterscheidende Moment mit vollem Recht immer und allgemein in dem Fehlen oder Vorhandensein des Gegensatzes von Grundmasse und Einsprenglingen gesehen und somit stellte sich die Frage dahin: Was ist Grundmasse?

Ich kann meinen Wandel in der Auffassung dieses Begriffes sehr gut in objectiver Weise verfolgen, da ich jederzeit zum Zwecke meiner Vorlesungen über Petrographie tabellarische Uebersichten über das System der Eruptivgesteine drucken liess, die ich meinen Schülern in die Hand gab und wohl auch an befreundete Collegen verschickte. In der ältesten dieser Tabellen steht der Granitporphyr bei den Graniten, d. h. bei den körnigen Gesteinen. Das ist auch noch der Standpunkt in der 1. Auflage meiner Mikr. Physiogr., Bd. II, 1877. Das war auch von Anfang an der Standpunkt des Herrn Michel-Lévy und ist es noch in der in Gemeinschaft mit

Fouqué 1879 herausgegebenen Minéralogie micrographique. Nur war bei Herrn Michel-Lévy dieser Standpunkt ein noch viel mehr extremer, so dass ich mich trotz aller damaligen Gleichsinnigkeit unserer Anschauungen schon im Jahre 1877 (Mikr. Physiogr., II, 1. Aufl., 24, 96 passim) nicht durchaus zustimmend verhalten konnte. In der Tabelle pag. 156—157 des genannten Werkes der Herren Fouqué und Michel-Lévy stehen nicht nur die Granitporphyre, sondern auch die Granophyre und Mikrogranite bei den Gesteinen à structure granitoïde. — In später von mir aufgestellten Tabellen findet der Granitporphyr seinen Platz unter den porphyrischen Gesteinen.

Fortgesetzte Beobachtungen in dem Felde und vor dem Mikroskop führten mich dann zu den Anschauungen, welche ich im Jahre 1882 in einem Aufsatze: „Ueber das Wesen der körnigen und porphyrischen Structur", L. J. 1882, II, 1, niedergelegt habe. In Uebereinstimmung mit den hier entwickelten Ansichten und Begriffsbestimmungen habe ich in der 2. Auflage der Mikr. Physiogr., II, 11, diejenige „Art der holokrystallinen Ausbildung, bei welcher jeder Gesteinsgemengtheil nur in einer Generation entstand, und welche auf eine stetige, ohne Recurrenzen verlaufende Aenderung der physikalischen und chemischen Bedingungen bei der Gesteinsentwicklung hinweist", als körnige Structur bezeichnet.

Ebenso definire ich (Mikr. Physiogr., II, 2. Aufl., 340) in Uebereinstimmung mit demselben Aufsatze: „Es sollen nun diejenigen Structurformen, welche in der oben erwähnten Wiederkehr gleichartiger oder gleicher Mineralbildungen begründet sind, als porphyrische Structuren bezeichnet werden."

Ich wiederhole es, die Erkenntnis von der Thatsache, dass es körnige und porphyrische Structuren gebe, ist sehr alt; ich kann nicht sagen, wann und wo sie zuerst auftauchte. Die Definition aber, welche ich dafür gegeben habe, ist meines Wissens vorher nicht gegeben worden, jedenfalls nicht von Herrn Michel-Lévy, wie wir gleich sehen werden. Ich beanspruche diese Definition als mein geistiges Eigenthum und übernehme für sie die Verantwortung, denn ich halte sie für eine δοξη αληθης, eine richtige Erkenntnis.

Meine Mikr. Physiogr., Bd. I., erschien in erster Auflage 1873, Bd. II, 1877, die Minéralogie micrographique der Herren Fouqué und Michel-Lévy 1879. Ich glaube mir schmeicheln zu dürfen und könnte unschwer nachweisen, dass mein Werk nicht ohne Einfluss

auf dasjenige der genannten Herren geblieben ist. Ich bin weit entfernt davon, darin einen Fehler zu sehen und erkenne mit warmem Danke an, wie viel Förderung auch ich meinerseits ihrem bedeutenden Werke schuldig bin. Als ich nun im Jahre 1887 die zweite Auflage der Mikr. Physiogr., Bd. II, bearbeitete, musste ich in der Minéralogie micrographique den giltigen Ausdruck der Anschauungen des Herrn Michel-Lévy über Structur und Classification der Eruptivgesteine sehen. Das war umso mehr berechtigt, als Herr Michel-Lévy diese Anschauungen noch heute verficht und ich eine fortschreitende Entwicklung in den Ansichten des Herrn Michel-Lévy von seinem ersten Auftreten an bis auf den heutigen Tag überhaupt nicht zu erkennen vermag. Der Petrograph Michel-Lévy hat das mit Pallas Athene gemeinsam, dass er sofort in fertiger Panoplie dasteht.

Ich habe in der Minéralogie micrographique Nichts finden können, was dem von mir aufgestellten Begriffe der körnigen Structur entspräche. Ja, sogar das Wort „structure grenue“ kommt meines Erinnerns nicht darin vor; es findet sich dagegen in Herrn Michel-Lévy's Angriffswerk von 1889. In dem Werke der Herren Fouqué und Michel-Lévy werden zwei Hauptstructurformen aufgestellt: 1. Structure granitoïde mit den Unterabtheilungen *a)* granitoïde proprement dite, *b)* pegmatoïde, *c)* ophitique und 2. structure trachytoïde mit den Unterabtheilungen *a)* pétrosiliceuse, *b)* microlithique, *c)* vitreuse.

In seiner Kritik vom Jahre 1889 behauptet Herr Michel-Lévy, dass seine „structure granitoïde“ meiner körnigen Structur entspreche. Ich habe oben meine Definition angeführt. Hören wir nun diejenige des Herrn Michel-Lévy, wobei ich mir erlaube, das Wichtige gesperrt drucken zu lassen. Es heisst in der Minéralogie micrograph., pag. 152 und 153: „Dans la série granitoïde aussi bien que dans la série trachytoïde, les deux stades de consolidation sont manifestes; mais tandis que, dans ces deux catégories des roches, le stade de première consolidation s'est effectué à peu près dans les mêmes conditions et a donné des cristaux de même apparence, le sécond stade s'est produit dans des conditions différentes de part et d'autre, et c'est à cette diversité qu'il faut rapporter la division que nous avons introduite entre la structure granitoïde et la structure

trachytoïde. — Dans les deux séries, les cristaux de seconde consolidation se distinguent de ceux de première consolidation par ce fait qu'ils moulent ceux-ci. Dans la série granitoïde, ils sont intacts et n'ont subi que des mouvements à peine sensibles. Dans la série trachytoïde, la structure fluidale, qu'on observe en général, atteste que les éléments de deuxième consolidation ont participé aux derniers mouvements de la roche. Ils sont cependant à peu près intacts et se distinguent en outre par leurs petites dimensions. — Un des deux stades manque normalement dans certaines roches; ainsi dans les péridotites et les Lherzolithes, c'est le premier; dans certaines obsidiennes, c'est le second. — Dans d'autres roches, l'un des stades prédomine de beaucoup par rapport à l'autre; tels sont les granites et les granulites, dans lesquels d'ordinaire le deuxième stade est de beaucoup le plus important. — De ce qui précède, nous pouvons conclure, que le second temps de consolidation est le plus caractéristique; la nature des éléments minéralogiques qu'il a produits, est habituellement liée d'une façon intime à celle des minéraux du premier temps de consolidation de telle sorte qu'au premier abord on pourrait penser qu'il est indifférent de se baser sur l'un ou sur l'autre des deux stades. Mais la structure d'association dépend bien plus intimement du second; c'est lui qui est venu au dernier lieu, et qui, par suite, a fortement imprimé son cachet à la roche. — Le groupe granitoïde est en majeure partie composé d'éléments cristallisés produits pendant le second temps de consolidation; il exclut dans le magma tout élément amorphe; il exclut aussi les microlithes de seconde consolidation, les cristallites et autre productions analogues. — On peut y distinguent trois subdivisions: 1°. La structure granitoïde proprement dite, dans laquelle tous les cristaux sont à peu près d'égales dimensions dans tous les sens; 2°. La structure pegmatoïde, qui suppose la cristallisation simultanée de deux éléments récents et leur arrangement régulier; 3°. La structure ophitique, dans laquelle les cristaux de feldspaths s'allongent suivant l'un des côtes de la face g^1 formant ainsi un type de passage vers les roches microlithiques.

Ich überlasse dem Leser das Urtheil darüber, ob Herr Michel-Lévy Recht hat, wenn er leichten Herzens behauptet, die körnige Structur in meiner Mikroskopischen Physiographie, II, zweite Auflage, sei dasselbe wie seine „structure granitoïde" und erleichtere das Urtheil durch folgende Gegenüberstellungen:

1. Ich sehe das Charakteristische der körnigen Structur in der Stetigkeit der Entwicklung nur je einer Generation eines bestimmten Gemengtheiles. Herr Michel-Lévy sagt: es sind auch in der „structure granitoïde" deutlich (manifeste) zwei Perioden vorhanden.

2. Ich sage, dass diese einzige Generation in den körnigen Gesteinen der älteren (intratellurischen) Generation in den porphyrischen Gesteinen entspricht; Herr Michel-Lévy sagt, dass in den Gesteinen mit „structure granitoïde" die Gemengtheile zum grössten Theile der zweiten Generation angehören.

Ich enthalte mich jeder Kritik des von Herrn Michel-Lévy beliebten Verfahrens, die Sachlage durch vollständig haltlose Behauptungen zu verdunkeln und dann mir den Vorwurf zu machen, ich habe seine Priorität nicht anerkannt und stelle nur fest, dass Herrn Michel-Lévy's Behauptung von der Identität meiner körnigen Structur und seiner „structure granitoïde" das Gegentheil der objectiven Wahrheit, also ein Irrthum ist, den er hätte vermeiden können und müssen. Die Wahrheit ist, dass seine „structure granitoïde" von 1879 fast genau etwa dem falschen Begriff „körnige Structur" der ersten Auflage meiner Physiographie, II, von 1877 und etwa der „holokrystallinen Ausbildung" meiner Mikroskopischen Physiographie, II, zweite Auflage 1887, entspricht.

Nun wird allerdings Herr Michel-Lévy offenbar selbst an seinen Behauptungen irre, denn unmittelbar an die oben citirten Sätze schliesst sich der Passus an: „Il est intéressant de remarquer que les cristaux des roches du groupe granitoïde, bien que généralement formés pendant le second stade de consolidation, ressemblent, par leurs grandes dimensions et leur structure élémentaire" (was ist das?) „aux cristaux de première consolidation du groupe trachytoïde" und erwähnt in einer Anmerkung hierzu, dass es bezüglich der Gesteinsbenennung nicht nothwendig sei „d'arriver à un diagnostic absolument tranché entre les cristaux de première et de seconde consolidation à cause des analogies qui réunissent ces deux stades", und in seiner Broschüre von 1889 sucht er die „deux stades de con-

solidation manifestes“ seiner „structure granitoïde“ einander zu nähern. Ich begrüsse das mit Freuden und wünsche nichts lebhafter, als dass Herr Michel-Lévy hierin eine Brücke finde, um aus dem Irrgarten seiner Lehre auf die nach meiner Ansicht richtigen Wege zu gelangen.

Dass meine körnige Structur sich nicht mit Herrn Michel-Lévy's „structure granitoïde“ decke, die er ja auch den Granophyren und Mikrograniten zuschreibt, ist wohl klar. Dass der von mir aufgestellte Begriff (1882) der richtige, der des Herrn Michel-Lévy von 1879 und mein damit ziemlich übereinstimmender von 1877 ein irriger sei, ist deswegen noch nicht unmittelbar sicher. Indessen wie die Auffassung für die Structur der Granite, Syenite, Eläolithsyenite, Diorite, Gabbro, Norite, Theralithe sich heute darstellt, scheint es mir unnöthige Raum- und Zeitverschwendung, den Beweis für die Richtigkeit meiner Definition noch einmal zu führen. Wer Augen hat zu sehen, der sehe.

Die körnige Structur erlaubt zweierlei, vielfach in einander verfliessende Ausgestaltungen, die je nach dem Grade und der Ausdehnung der idiomorphen Begrenzung an den Gemengtheilen in meiner Mikroskopischen Physiographie, Bd. II, zweite Auflage, als hypidiomorph-körnige und panidiomorph-körnige Structur unterschieden wurden. Den oben genannten körnigen Gesteinen eignet die hypidiomorph-körnige Structur bei normaler Ausbildung. Das ist zunächst ein Erfahrungssatz. Aber er ergibt sich aus der von mir entwickelten Anschauung über die Genesis der körnigen Eruptivgesteine zugleich als eine nothwendige Folgerung, weshalb ich dieser Anschauung den Charakter einer αιτια, eines zureichenden Grundes, beilege. — In der Verfolgung der Structurlehre musste sich mir die Ueberzeugung aufdrängen, dass eine körnige Structur nothwendig auch miarolitisch sein müsse, infolge der höheren specifischen Gewichte der auskrystallisirten Gesteine gegenüber ihren Gläsern. Ich habe diesen Umstand ebensowenig verschwiegen, wie die Thatsache, dass diese miarolitische Ausbildung, zumal bei den kieselsäureärmeren körnigen Gesteinen, in der Regel fehle; dass sie thatsächlich bei solchen Graniten, Syeniten u. s. w. vorhanden ist, die wir im mehr oder weniger ungestörten Schichtgebirge antreffen, wies ich nach; ebenso machte ich darauf aufmerksam, dass sie sofort verschwindet, wenn Kataklasphänomene wahrnehmbar sind. Ich deutete ferner darauf

hin, dass gewisse jüngere Bildungen in den Graniten (Calcit, Quarz, Mikroklin- und granophyrische Aggregate der letzteren) diese miarolitischen Räume oft zu erfüllen scheinen. Man überzeuge sich nun durch Vergleichung von pag. 39 meiner Mikroskopischen Physiographie, Bd. II, zweite Auflage und pag. 4 der Michel-Lévy'schen Broschüre, wie Herr Michel-Lévy verfährt, um auch hier eine scheinbare Priorität zu erkämpfen.

Die zweite Haupt- und Cardinalgruppe von Structurformen bilden die porphyrischen Structuren. Wenn Herr Michel-Lévy's „structure granitoïde" meiner körnigen Structur entspräche, wie er den Thatsachen zuwider angibt, so müsste seine „structure trachytoïde" den porphyrischen Structuren entsprechen. Das ist nun aber thatsächlich nicht der Fall und wird auch von ihm, soviel ich mich erinnere, nicht direct behauptet. Es gibt bei Herrn Michel-Lévy gar keinen gemeinsamen Ausdruck für die porphyrischen Structuren und das ist nach meiner Ansicht der Grundfehler, das πρωτον ψευδος seiner ganzen Systematik. Dieselbe basirt zum Theil auf dem Gegensatz von holokrystallin und nicht holokrystallin, zum Theil auf dem Gegensatz von „porphyrisch" und „anders porphyrisch". Nach seiner Darstellung sind alle Structuren der Eruptivgesteine porphyrisch in meinem Sinne, vorausgesetzt, dass seine Bezeichnungen „première consolidation" und „deuxième consolidation" dasselbe besagen, wie meine Bezeichnungen: Bildungen der intratellurischen und der Effusionsperiode. Er scheint dies zu glauben, aber er irrt auch hier, offenbar weil ihn entweder seine vollständig grundlose Erregung blind macht, oder weil er überhaupt nicht aufmerksam liest. — Ich finde nirgends in seinen Arbeiten eine präcisere Formulirung der genannten Vorstellungen, als in der Minéralogie micrographique, pag. 151. Ich setze die Stelle wörtlich her: „Pour expliquer ces deux qualificatifs (d. h. „structure granitoïde" und „trachytoïde") nous devons faire remarquer, que la structure d'une roche est une conséquence immédiate de son mode de formation, et particulièrement de la façon dont la consolidation s'y est opérée. Or, la plupart des roches éruptives se sont formées en plusieurs temps, dans chacun desquels la cristallisation a affecté des caractères particuliers; l'agencement des minéraux s'y est surtout effectué diversément; il est donc nécessaire qu'avant d'aller plus loin, nous jetions un coup d'oeil sur les phénomenes, qui ont signalé chacun de ces

stades. — Dans le cas le plus compliqué, on peut distinguer quatre stades principaux de consolidation (nicht gesperrt im Original) dont un ou plusieurs peuvent manquer. — 1°. Première phase de consolidation; formation des grands cristaux qui, avant la solidification définitive de la roche, subissent des actions mécaniques et chimiques, et parsuite se montrent le plus souvent brisés et corrodés. — 2°. Deuxième phase de consolidation, formation d'une séconde série de cristaux généralement plus petits que les premiers et souvent allongés (microlithes, micro-granulite, micropegmatite, cristallites) Prise en masse du magma. — 3°. Actions secondaires immédiates. — 4°. Actions secondaires médiates.

In dem nächsten Satz wird dann die für die Classification der Gesteine verschwindende Wichtigkeit von 3° und 4° betont, die wohl überhaupt nicht eigentlich „stades de consolidation" hätten genannt werden sollen. Es bleiben somit zwei „stades de consolidation" über und aus dem nunmehr folgenden Satze: „Nous considérons la première consolidation comme antérieure à l'arrêt définitif de la roche, tandis que la seconde consolidation ne s'est produite que pendant et après les derniers mouvements, qui ont accompagné l'émission éruptive. Une partie des éléments de ce second stade est même postérieure au dépôt de la roche dans son gisement definitif" ergibt sich mit grosser Deutlichkeit, was er darunter versteht.

Ich bemerke zunächst, dass ich — zweifellos aus mangelhafter Kenntnis der französischen Sprache — mir bei dem Satze: „l'agencement des minéraux s'y est surtout effectué diversément" Nichts zu denken vermag. Sollte dieser Satz einen verborgenen Sinn haben, der mir entgeht, so bitte ich aufrichtig, dies zu entschuldigen. Im Uebrigen geht aus dem mir verständlichen Theil des Citats deutlich hervor, dass die ersten „deux stades de consolidation" nach der zeitlichen Seite des Begriffes annähernd meiner intratellurischen und Effusionsperiode entsprechen.

Für die Fixirung des Inhalts derjenigen Michel-Lévy'schen Structurtypen, die meiner porphyrischen Structur äquivalent sein müssen, ist ferner von Bedeutung der auf pag. 360 dieses Aufsatzes citirte Passus desselben Werkes. Man wolle diesen vergleichen und mich bemerken lassen, dass ich auch in diesem mit dem Abschnitte „le second stade s'est produit dans des conditions différentes de

part et d'autre" einen bestimmten Sinn nicht verbinden kann. Vielleicht soll er erklärt werden durch den mit „Dans les deux séries" beginnenden nächsten Absatz, aber dort ist von keinen Entstehungsbedingungen, sondern von räumlichen Erscheinungsformen die Rede. — Endlich wird man zum Verständnis der „deux stades de consolidation" auch die herrlichen und erfolgreichen Versuche heranziehen dürfen, die Fouqué in Gemeinschaft mit Herrn Michel-Lévy zur Nachbildung von Gesteinstypen angestellt hat. Auch dort ist oft von „deux temps" die Rede. Aus allen diesen Angaben entnehme ich zur begrifflichen Bestimmung der ersten und zweiten Periode der Verfestigung im Eruptivgesteine:

1. Die erste Consolidation gehört wesentlich der intratellurischen Periode an, oder mit anderen Worten, die Einsprenglinge werden fertig von dem Eruptivgestein mit in die Höhe gebracht.

2. Die Einsprenglinge (Bildungen des ersten Stadiums) sind im Allgemeinen grösser, als die Gebilde des zweiten Stadiums.

3. Die beiden Stadien vollzogen sich unter verschiedenen Bedingungen.

Die Formulirung von 1. ist nicht ganz richtig, denn nach Herrn Michel-Lévy haben auch die intratellurischen Gesteine zwei deutliche „stades de consolidation", aber wollte ich das betonen, so könnte ich ja überhaupt die ganze Michel-Lévy'sche Structurlehre nicht mit der meinigen vergleichen. Man wolle also von dieser Unrichtigkeit absehen. Dann sind nach meiner Ueberzeugung alle drei Sätze richtig, aber keiner ist Eigenthum von Herrn Michel-Lévy und sie alle zusammen treffen nicht das Wahre. Der erste und dritte lassen sich zurückverfolgen bis auf Scrope und L. v. Buch, der zweite ist uralt und überdies ohne jede Bedeutung und ohne alle Nothwendigkeit, daher auch nicht allgemein giltig. Man denke an die intratellurischen Apatite und Zirkone u. s. w. Herr Michel-Lévy würde diesen Satz, wenn ich ihn ausgesprochen hätte, in seiner gereizten Weise eine „banalité" nennen. — Für den dritten Satz finde ich nirgends eine präcisere Darlegung, worin denn die verschiedenen Bedingungen bestanden haben sollen. Wenn Herr Michel-Lévy meine kleine, sehr mangelhafte Jugendarbeit über gewisse javanische Eruptivgesteine gelesen hätte, die bereits im Jahre 1872 erschien, so würde er gesehen haben, dass mich dort schon die Frage nach dieser Verschiedenheit der Bedingungen beschäftigte.

Die Keime von dem, was ich heute lehre, liegen schon dort zu Tage für einen aufmerksamen Leser, unscheinbar und dürftig, wie Niemand besser weiss als ich, aber sie sind erkennbar.

In meiner Darstellung des Begriffes der porphyrischen Structur, welche man in dem oben citirten Aufsatze in L. J. 1882, II, 1 und in der Mikrosk. Physiogr. II, 2. Aufl., 339—343 nachsehen wolle, findet sich gleichmässig mit der des Herrn Michel-Lévy und aller Welt das Attribut sub 1, nur in strengerer Form und, entsprechend der scharfen Abscheidung der porphyrischen Structuren, in präciserer Fassung. Aber hier tritt zu der zeitlichen und räumlichen Unterscheidung der intratellurischen und Effusionsperiode noch ein weiteres, und nach meiner Ueberzeugung das wichtigste Attribut hinzu: Die sprungweise Aenderung im chemischen Bestande (Austritt des Wassers aus dem Magma) und in den physikalischen Krystallisationsbedingungen (plötzlicher Abnahme des Druckes, der Temperatur u. s. w.) des erumpirenden Magmas (l. c. pag. 340, 399). — Es ist mir nicht bekannt, dass vor mir ein Anderer diesen Umstand betont habe, der allein die so charakteristischen Corrosionsphänomene zu erklären vermag, die übrigens nicht Herr Michel-Lévy entdeckt hat, wie man glauben könnte. Ich lege auf das hervorgehobene Attribut Gewicht und beanspruche dasselbe für mich, weil ich darin wieder eine αιτια, einen zureichenden Grund, zu der δοξη αληθης, der richtigen Erkenntnis in meiner Definition der porphyrischen Structur im Gegensatze zu der körnigen sehe, aus welcher sich des Weiteren die Gesetzmässigkeiten im Mineralbestand der intratellurischen und Effusionsperiode ergeben, die ich l. c. pag. 342 hervorgehoben habe, und die Herr Michel-Lévy bekrittelt, ohne einen wirklichen Einwand dagegen zu erheben. — Diese sprungweise Aenderung des chemischen Bestandes und der physikalischen Krystallisationsbedingungen fehlt auch den sonst gewiss nicht von mir unterschätzten künstlichen Darstellungen von Fouqué und Michel-Lévy, wie ich das schon vor langen Jahren ausgesprochen habe. Deswegen auch konnte ich sie nicht allgemein zur Erklärung der natürlichen Gesteinsstructuren heranziehen, und aus demselben Grunde bestreite ich, dass die deux stades de consolidation Michel-Lévy's und meine intratellurische und Effusionsperiode begrifflich und dem Wesen nach dasselbe seien. Sie haben an annähernd gemeinsamem Inhalt nur ein zeitliches und

mit gewisser Beschränkung ein räumliches Moment, wie oben klargelegt wurde.

Da ich nun Nichts in Herrn Michel-Levy's Structurlehre finde, was in seiner Gesammtheit meiner porphyrischen Structur entspräche, so muss ich mich an die Unterabtheilungen der porphyrischen Structurformen halten und diese einzeln durchgehen, um Herrn Michel-Lévy's Prioritätsansprüche zu beleuchten und ihm sein Recht werden zu lassen.

Da Herr Michel-Lévy einen wesentlichen Unterschied zwischen den Gesteinen mit freier Kieselsäure und ohne solche macht, und die Familie der Quarzporphyre offenbar für den Boden hält, auf dem sein reichster Lorbeer wuchs, so folgen wir ihm zunächst auf dieses Gebiet. — Ich habe nach der Structur ihrer Grundmassen, soweit sie holokrystallin sind, die Quarzporphyre in meiner Mikrosk. Physiogr., Bd. II, 1. Aufl. 1877 in Mikrogranite und Granophyre, soweit sie das nicht, oder doch nicht sicher nachweislich sind, in Felsophyre und Vitrophyre unterschieden. In seiner Broschüre, pag. 19 sagt Herr Michel-Lévy, dass ich an dieser Stelle zuerst die Bezeichnung Granophyr gebraucht habe. Hierin irrt Herr Michel-Lévy wieder. Hätte er sich auch nur die Mühe gegeben, die Literatur-Uebersicht zu Häupten des Capitels über Quarzporphyre durchzulesen, ehe er ungerechte Prioritätsansprüche erhob, so hätte er gefunden, dass ich einen Aufsatz „Einige Mittheilungen über Zusammensetzung und Structur granitischer Gesteine“ in Z. D. G. G. 1876, XVIII, 369, veröffentlicht hatte. In diesem Aufsatze habe ich die Unterscheidung von Mikrogranit und Granophyr aufgestellt und die Granophyre eingehend und nach meiner Ansicht zutreffender beschrieben und erklärt, als er. Aber ich will nicht Richter in eigener Sache sein und überlasse es Andern, Herrn Michel-Lévy's und meine Darstellung zu vergleichen und zu beurtheilen. — Herr Michel-Lévy behauptet nun, dass meine Mikrogranitstructur seiner „structure microgranulitique“, meine Granophyrstructur seiner „structure pegmatitique“, meine Mikrofelsitstructur seiner „structure pétrosiliceuse“ genau entspreche und macht mir den Vorwurf, dass ich seine Priorität nicht anerkannt und seine Terminologie nicht adoptirt habe. Den letzten Vorwurf kann man doch nur machen, wenn meine Terminologie schlechter ist als die seinige. Ich muss also annehmen, dass er seine Terminologie für besser hält, als die meinige, was

auch daraus wohl hervorgeht, dass sie in der „Minèralogie micrographique“ beibehalten wurde.

Der Zeitpunkt, wo ich in die Discussion und Erklärung der Quarzporphyrstructuren öffentlich eingriff, ist das Jahr 1876, in welchem der citirte Aufsatz, und 1877, in welchem meine Arbeit über die Steiger Schiefer und die erste Auflage der Physiographie, Bd. II, erschien. In beiden Büchern sind die Arbeiten langer Jahre zusammengefasst; aus den Aermeln habe ich sie nicht geschüttelt. Die von Herrn Michel-Lévy über diese Dinge veröffentlichten Studien stammen die wichtigste aus dem Jahre 1875, eine weniger wichtige aus dem Jahre 1874. Beide sind in meinem oben genannten Aufsatze citirt und eingehend berücksichtigt worden, obwohl mir die wichtigste erst bekannt wurde, als der Aufsatz längst fertig war. Ebenso sind beide Arbeiten in der ersten Auflage der Physiographie, Bd. II, weitläufig ihrem Inhalte nach mitgetheilt, in der zweiten Auflage aus den oben angeführten Gründen in etwas kürzerer Form pag. 398, dann pag. 395, u. a. a. O. besprochen, sowie in dem Literatur-Verzeichnis angeführt. Damit könnte ich mich begnügen, um dem Vorwurfe zu begegnen, ich anerkenne nicht die Priorität des Herrn Michel-Lévy. Ich will aber noch einen Schritt weiter gehen und darthun, inwiefern denn Herr Michel-Lévy gegenüber meinen Ausführungen ein Anrecht auf eine Priorität hat.

Die Thatsachen, welche in der Terminologie der Quarzporphyrstructuren zum Ausdruck kommen, sind lange vor Herrn Michel-Lévy bekannt gewesen und beschrieben worden. Wer in der ersten oder zweiten Auflage der Physiographie, Bd. II, die eingehende Darstellung über die historische Entwickelung unserer Einsicht in die Natur der Porphyrgrundmasse liest oder auch nur die Literaturübersicht durchblättert, sieht darin zahlenmässig, dass es besonders Zirkel (1863—1871), Laspeyres (1864), Vogelsang (1867), Stelzner (1871), Cohen (1871) u. A. sind, denen wir die Schilderung des Thatsächlichen und zum Theile auch schon Erklärungsversuche und eine Terminologie verdanken. Was speciell den Granophyr anbetrifft, so hat mich dieser beschäftigt und hatte ich ihn studirt seit 1869, wo mir bei meiner Niederlassung an der Universität in Freiburg mein verstorbener Freund und College H. L. Fischer seine Präparate von dem Ecker Granit zeigte, in denen er geneigt war, die granophyrische Verwachsung von Quarz und Feldspath auf

Organismen zu deuten. Beschrieben habe ich ihn öffentlich erst im Jahre 1876, nachdem ich seine geologische Valenz kennen gelernt hatte; in meinen Vorlesungen figurirte er damals schon länger. — Wer die genannten Anführungen in meiner Physiographie, Bd. II, erste Auflage nachliest, findet ferner, dass demgemäss Herr Michel-Lévy bei der Darlegung des historischen Entwicklungsganges der Thatsachen gar nicht genannt wird. Er wird dort ganz mit Recht nur für die Deutung der Stellung des Granites zum Quarzporphyr eingehend herangezogen, weil ich seinen Standpunkt einigermassen theilte. Herr Michel-Lévy hat sich auch früher nie über diese Behandlung beklagt, auch nicht bei längerem persönlichem Verkehr in Paris, auf welchen ich mit dankbarster Erinnerung zurückblicke. Erst nach dem Erscheinen der zweiten Auflage beklagt er sich über Missachtung seiner Verdienste, nachdem sich unsere Wege in der Petrographie geschieden hatten. — Aber noch mehr, Herr Michel-Lévy kannte im Jahre 1875 sehr gut seine Vorgänger, denn er citirt dieselben an zahlreichen Stellen. Mir selbst wird sogar ganz unverdient die Ehre eines Citats und einer Artigkeit über mein Talent der Vergleichung nebst einem Tadel über mangelnden Scharfblick gelegentlich der Granophyrstructur zu Theil (Ann. des Mines, 1875, VIII, 380).

Die Priorität für die Erkenntnis des Thatsächlichen beansprucht demnach Herr Michel-Lévy ohne jeglichen Grund; sie gehört nicht ihm, ich habe sie gegeben wem Rechtens, und dabei lasse ich es.

Nun aber muss ich allerdings vollkommen anerkennen, dass ein jeder Autor beanspruchen kann, man solle auch die von ihm eingeführte Terminologie nicht ändern, so lange deren thatsächliche Grundlage besteht, und so lange man nicht sicher ist, eine bessere an deren Stelle setzen zu können. [1]) Aber dieser Vorwurf trifft nicht mich,

[1]) Beiläufig bemerkt ist das auch einer der Gründe, warum ich Lossen's Bezeichnungen „eugranitisch" und „rhyotaxitisch" nicht habe adoptiren können, ohne dass ich aus diesen Terminis dem verehrten Freunde einen Vorwurf machen möchte. — Andererseits habe ich selbst wohl einmal gegen diesen Grundsatz verstossen, als ich Rohrbach's Bezeichnungen „automorph" und „xenomorph" nicht annahm. Ich habe damals lange geschwankt; aber einmal besagen diese Worte etwas Anderes, als sie sagen sollen, und geben auch bei Vernachlässigung des kleinen etymologischen Fehlers nicht ganz das wieder, was ich idio- und allotriomorph nannte.

sondern Herrn Michel-Lévy, denn lange vor ihm hatten Zirkel, Vogelsang u. A. die Mehrzahl der Thatsachen festgestellt und mit einer Terminologie gedeckt. Warum behielt Herr Michel-Lévy diese nicht bei, beziehungsweise warum entwickelte er sie nicht zeitgemäss weiter? Beides habe ich nach bestem Können in dem citirten Aufsatze in Z. D. G. G., XXVIII, 1876 und in der ersten Auflage der Mikr. Physiogr., II, gethan. Heute könnte ich es vielleicht wohl noch etwas besser, aber es wäre zu tadeln, wollte ich leichten Sinnes ändern. In keinem Falle lag für mich irgend eine Veranlassung vor, in der zweiten Auflage die Terminologie des Herrn Michel-Lévy zu adoptiren. Um so weniger war dieses der Fall, als ich dieselbe für weit mangelhafter halte, als die Vogelsang-sche und deren Weiterbildung durch mich. Herr Michel-Lévy, dessen hohe Verdienste um die Mineralogie und Petrographie Niemand freudiger anerkennt, als ich, trotz dieser Abwehr, zu welcher er mich zu meinem Bedauern genöthigt hat — besitzt nicht das Talent plastischer Namengebung. Er nennt eine Structur, wie die der Diabase „granitoïde", der Felsophyre „trachytoïde", die der Granophyre „granitoïde" u. s. w., wo die herrlichen alten Bezeichnungen „körnig" und „porphyrisch" fertig zum Gebrauche bereit lagen.

Was ich als mikrogranitische Structur der Quarzporphyre bezeichne, sollte eigentlich heissen „mikrogranitporphyrisch", worauf mich sehr mit Recht C. Chelius aufmerksam machte. Herr Michel-Lévy gibt an, diese Structur entspreche genau seiner „structure microgranulitique". Das ist wohl möglich; ich kann es weder bejahen, noch verneinen, denn ich habe trotz aller darauf verwandten Mühe nie begreifen können, was er „granulite" und „microgranulite" und also auch „mikrogranulitisch" nennt.[1]) Beschrieben ist diese Structur mikroskopisch zuerst von Zirkel und Laspeyres soweit meine Kenntnis reicht; definirt und benannt habe ich sie in einer Veröffentlichung im Jahre 1876, in Vorlesungen schon einige Jahre früher. Als ich das Wort schuf, entsprach es genau meinen damaligen Anschauungen über die Beziehungen von Granit und Quarzporphyr. Könnte ich den Namen noch einmal schaffen, so würde ich „mikrogranitporphyrisch" sagen; aber der Name „Mikrogranit" hat sich so eingebür-

[1]) Aber ich meine doch, Alles, was Herr Michel-Lévy „granulite" nennt, enthält Muscovit, das thut jedenfalls der Mikrogranit im Allgemeinen nicht.

gert, dass ich nicht zu reformiren wagen würde. Nie und nimmer würde ich mich zur Adoption der Bezeichnung „Mikrogranulit“ entschliessen. Es wäre gewiss nicht nur mir, sondern allen Geologen und Petrographen erwünscht, wenn Herr Michel-Lévy einmal eine greifbare Definition seines Begriffes „Granulit“ geben möchte und zugleich mittheilen wollte, warum er dafür den unlöslich mit dem bekannten sächsischen Vorkommen verbundenen Namen gewählt hat. Wenn ich französische Geologen und Petrographen zu meiner Belehrung um ein Stück Granulit bat, so erhielt ich regelmässig Aplit, und auch befreundete deutsche Collegen, welche in französische Sammlungen Einsicht nehmen konnten, sagten mir stets, Granulite seien darin die „Aplite“ genannt gewesen. Aber das kann doch nicht sein, denn der Aplit bildet gewiss auch in Frankreich keine Massive, sondern Gänge, und auf den französischen Karten bildet der „Granulite“ Massive.

Mein Granophyr — das Wort stammt von Vogelsang, der alle holokrystallinen Quarzporphyre so nannte, also die Mikrogranite mit einbegriff, und bezeichnet sehr treffend die Beziehung zu Granit und Porphyr —, entspricht nach Herrn Michel-Lévy zugleich seinem „Mikropegmatit“ und seinen „étoilements de micropegmatite“. Also er scheint keine einheitliche Bezeichnung für die Sache zu haben, findet aber meine Bezeichnung „aussi mal choisi que possible“. Das ist Geschmackssache und ich lasse gern Jedem den seinen. Wenn einige meiner Landsleute „mikropegmatitisch“ und „granophyrisch“ unterscheiden, so halte ich das für völlig unnöthig, aber ich mag Niemanden darob tadeln. Ich gebrauchte das Wort in dem von mir daran geknüpften Sinne in einer Publication zuerst im Jahre 1876, in den Vorlesungen schon vor dieser Zeit. Aber auch wenn ich Herrn Michel-Lévy's Bezeichnung gekannt hätte, ehe ich die meine gebrauchte, so hätte ich sie, offen gestanden, nie acceptiren können. Wie sollte ich eine typische Porphyrstructur wohl „pegmatitisch“ nennen nach einem Gestein, welches der absolute Gegensatz zu Porphyr ist nach Genesis und Erscheinung. Herr Michel-Lévy polemisirt bei dieser Gelegenheit auch gegen meine Beibehaltung der alten Unterscheidung von kryptokrystallin und mikrokrystallin. Er meint, damit sei Nichts gewonnen. Wohl möglich, aber ich kann mir trotzdem nicht gestatten, sie aufzugeben, wenn ich nicht in vielen Fällen Dinge behaupten soll, die ich nicht strenge erweisen kann. Indessen,

darüber mag er denken, wie er will; ich nehme ihm seinen Tadel nicht übel.

Meine Felsophyre sollen nach Herrn Michel-Lévy (l. c. pag. 20) „équivalents exacts des porphyres pétrosiliceux“ sein. Wenn damit gesagt sein soll, dass er dieselben Gesteine „porphyres petrosiliceux“ nennt, die ich als Felsophyre nach Vogelsang'scher Nomenclatur bezeichne, so ist das ja vielleicht richtig, vielleicht falsch, ich kann es nicht beurtheilen. Wenn das aber bedeuten soll — und darauf kommt es doch an, wie Herr Michel-Lévy, pag. 17, l. c., selbst fühlt —, dass sein „Petrosilex“-Begriff mit meinem Mikrofelsitbegriff sich decke, so ist das vollständig falsch.

Ich werde zunächst den Beweis antreten, dass Herr Michel-Lévy's „pétrosilex“-Begriff ein nach der heutigen Lage unserer mineralogischen Kenntnisse unhaltbarer ist und dann darthun, dass er mit meinem Mikrofelsitbegriff dem Wesen nach Nichts zu schaffen hat. — Dabei begegne ich wieder der Schwierigkeit, dass ich nirgends eine klare und greifbare Definition des Begriffes „pétrosilex“ oder „substance pétrosiliceuse“ bei Herrn Michel-Lévy finde. — Sehen wir zunächst zu, was denn die französische Mineralogie unter „pétrosilex“ versteht, so belehrt uns Des Cloizeaux in seinem Manuel, pag. 345, dass es der Feldstein, beziehungsweise der Felsit der deutschen Mineralogie ist. Wenn also Herr Michel-Lévy dem Sprachgebrauch seines Landes folgte, so würde sein „pétrosilex“ oder seine „substance pétrosiliceuse“ der „felsitischen Grundmasse“, aber keineswegs der „mikrofelsitischen Basis“ der deutschen Petrographie entsprechen. Aber das will doch offenbar Herr Michel-Lévy gar nicht, obwohl er es nirgends deutlich ausspricht, dass seine Anwendung dieses Wortes von der in seiner Muttersprache gebräuchlichen abweicht.

Suchen wir nun den Sinn zu erfassen, den Herr Michel-Lévy mit dem Worte „pétrosilex“ = Mikrofelsit (autore Michel-Lévy) verbindet, so finde ich z. B. Ann. des Mines, 1875, VIII, 352, unter der Capitelüberschrift: „Structure sphérolithique avec pétrosilex et globules impregnés de silice en partie amorphe. A. Perlites pechsteins, pyromérides. „Nous caractérisons ce genre de promorphisme“ (das soll offenbar „pétrosilex“ sein) „en remarquant qu'il constitue un commencement de séparation et de cristallisation de

la silice en excès, mêlée aux élements du feldspath dans la pâte des roches acides; l'élément feldspathique paraît relégué d'abord au second plan; ce sont les caractères de cristallinité de la silice (opale, calcédoine) qui dominent et l'élément feldspathique semble à l'état de simple mélange mécanique." Folgt ein Excurs über die Neigung des Opals zur Kugelbildung und die wohl nicht zutreffende Bemerkung, Chalcedon sei ein Gemenge von amorpher und krystallisirter Kieselsäure. — Wenn der angeführte Passus einen greifbaren Sinn hat, so kann er doch wohl nur bedeuten: „pétrosilex" ist ein mechanisches Gemenge von Opal mit krystallisirter Kieselsäure und zurücktretendem Feldspath.

Schlagen wir nach in der Minéralogie micrographique, so finden wir über „pétrosilex" selbst Nichts, aber unter „structure pétrosiliceuse", pag. 154, Folgendes: „Type pétrosiliceux charactérisé par des traînées et des sphérolithes d'une matière finement nuageuse dont les propriétés optiques sont celles d'une calcédoine à grain très-fin, chargée d'opale et qui comprend en outre les éléments chimiques d'un Feldspath". Wenn dieser Satz von mir richtig verstanden wird, so sagt er aus: „Pétrosilex" ist ein radialfaseriges Gemenge von Chalcedon mit Opal, welches überdies die chemischen Elemente eines Feldspaths enthält. Also es ist kein Feldspath mechanisch beigemengt, sondern *K*, *Na*, *Ca*, *Al*, *Si*, *O*. Wie diese beigemengt seien, wird dem Nachdenken des Lesers überlassen. Ich gestehe, dass ich nicht im Stande gewesen bin, die Schwierigkeit zu lösen.

Endlich in seiner gegen mich gerichteten Broschüre vom Jahre 1889 heisst es, pag. 17: „Vogelsang et à sa suite Mr. Rosenbusch y (d. h. im Mikrofelsit = pétrosilex, autore Michel-Lévy) voient un minéral propre indépendant des formes de la silice et du feldspath, tandis que je ne peux y réconnaître qu'un magma en partie amorphe, imprégné de silice déjà individualisée à l'état d'opale ou de calcédoine", worauf ein an die eigene Adresse gerichtetes Compliment über die Einfachheit seiner Hypothese folgt, welchem ich mich zu meinem Bedauern nicht anschliessen kann.

Recapituliren wir, so ist „pétrosilex" oder „substance pétrosiliceuse":

1. Ein mechanisches Gemenge von Chalcedon und Opal mit untergeordnetem Feldspath (1875);

2. ein mechanisches Gemenge von Chalcedon und Opal, welches überdies die chemischen Elemente eines Feldspathes enthält (1879);

3. ein mechanisches Gemenge von Chalcedon und Opal mit einem zum Theil amorphen Silicatglase (1889).

Nun wird doch Herr Michel-Lévy gewiss selbst zugeben, dass es keine einzige Mineralsubstanz gibt, welche so augenscheinlich porodin-amorph ist wie Opal, den man ja allenthalben, und mit vollem Recht, als den charakteristischen Repräsentanten dieser Gruppe von Substanzen ansieht, sowie dass es kaum eine krystallisirte Substanz gibt, welche so zweifellos wässeriger Bildung ist, wie Chalcedon. Und diese beiden Substanzen sollen die Hauptgemengtheile der Krystallisations- und Verfestigungsproducte eines Silicatschmelzflusses sein!? Damit würden offenbar die bestbegründeten Thatsachen der Mineralogie einfach von Herrn Michel-Lévy auf den Kopf gestellt werden. Zweifellos erwuchs dadurch Herrn Michel-Lévy die Verpflichtung, solche Behauptungen, die jedem Unbefangenen geradezu ungeheuerlich erscheinen müssen, zu begründen. Ich finde nirgends einen Anlauf dazu, und es war doch wahrlich keine grosse Arbeit, die Stichhaltigkeit dieser Behauptungen zu prüfen. Es hätte ja schon genügt, die zahlreichen alten und neuen Untersuchungen über die chemische Natur der felsophyrischen Grundmassen und Felsosphärite zu vergleichen und diese Substanzen selbst mit Alkalilaugen zu extrahiren. Nur muss man hierzu natürlich wirkliche Felsophyre und nicht chemisch veränderte und silificirte Vitrophyre nehmen, die Mancher für Felsophyre hält.

Was ich im Jahre 1877 Mikrofelsit nannte, ist in der ersten Auflage meiner Physiographie, Bd. II, bei der Besprechung der Quarzporphyrgrundmasse mit grösster Genauigkeit angegeben worden, damit meine von den herrschenden Ansichten, zumal Zirkel's, abweichende Auffassung nicht zu Missverständnissen führen könne. Es hiesse Raum vergeuden, die Abschnitte hierher zu setzen. Das Wesentliche daran war der Nachweis von der Homogenität dessen, was ich Mikrofelsit nannte, und seine Unterscheidung von den Gesteinsgläsern einerseits, den kryptokrystallinen Aggregaten anderseits. Ich bekämpfe die Ansicht, das es ein Gemenge sei, und wo hätte ich je, wie Herr Michel-Lévy es thut, behaupten können, Opal und Chalcedon seien seine Hauptgemengtheile? In der zweiten Auflage der Physiographie, Bd. II, bin ich dann noch einen Schritt

weiter in der Definition gegangen und habe den Mikrofelsit, pag. 376 und 389, für eine krystalline Substanz von der Zusammensetzung $(KNa)_2 O, Al_2 O_3, x Si O_2$ mit $x > 6$ erklärt. Diese Definition ist vielleicht falsch, ich vermag sie zunächst nicht apodiktisch als richtig zu erweisen, aber sicher ist „Mikrofelsit" Rosenbusch nicht gleich „pétrosilex" Michel-Lévy.

Trotzdem sagt Herr Michel-Lévy, pag. 17 seiner Broschüre von 1889: „Il est beaucoup plus important de s'entendre sur la définition (von mir gesperrt) du pétrosilex appelé microfelsite par les auteurs allemands", gibt einen unvollständigen und unzutreffenden Auszug aus meiner Beschreibung des äusseren Habitus des Mikrofelsits, darauf in extenso eine seiner eigenen Beschreibungen einer sphärolithischen Quarzporphyrgrundmasse und zieht folgenden classischen Schluss: „On voit que nos définitions (von mir gesperrt) sont identiques; nous entendons bien par microfelsite et pétrosilex une seule et même substance."

Dass unsere Definitionen nicht identisch sein können, habe ich unwidersprechlich bewiesen. Ob das stoffliche Substrat unserer Definitionen dasselbe sei, kann ich weder behaupten noch bestreiten. Indessen ob das der Fall sei oder nicht, die Feststellung des Thatsächlichen über Mikrofelsit gehört weder mir noch Herrn Michel-Lévy, sondern unseren Vorgängern. Uns gehören nur unsere Darstellung und unsere Definition. Ich übernehme die Verantwortung für die meinigen und weise jeden Anspruch des Herrn Michel-Lévy auf dieselben zurück. Möge er die seinigen vertheidigen. Erweist er die Berechtigung derselben, so wird er mich als ersten Bekehrten auf seiner Seite sehen.

Den viel umstrittenen Begriff „Mikrofelsit" kann ich jedoch nicht verlassen, ohne meine Auffassung gegenüber derjenigen Ansicht zu beleuchten, welche anscheinend mehr und mehr Boden gewinnt, und nach welcher der Mikrofelsit nur ein mechanisches kryptomeres Gemenge von Feldspath und Quarz wäre. Ich wollte herzlich gerne geirrt haben und würde mit grosser Freude mich der von Iddings, Cross, Brögger u. A. vertretenen Auffassung anschliessen, wenn sie nur mit den bekannten Thatsachen in Einklang zu bringen wäre. Das ist sie aber eben nicht. Das specifische Gewicht eines Gemenges von Feldspath und Quarz, ob makro- oder kryptokrystallin, muss zwischen 2·65 und 2·55, beziehungsweise 2·65 und 2·61 liegen,

das des Mikrofelsits ist aber ganz bedeutend niedriger. Man sage mir nicht, dass beigemengte Glasbasis die Dichte herabdrücke, das könnte nicht der Beobachtung entgehen, denn deren Menge müsste sehr bedeutend sein, um den gewollten Effect zu haben, zumal wenn man bedenkt, dass dem Mikrofelsit stets winzige Eisenerzpartikel in oft bedeutender Menge beigemischt sind. Ferner ist bei dieser Annahme das Verhalten der Felsophyre bei der Verwitterung und in der Dynamometamorphose für mich durchaus unverständlich. Wie könnte, wenn der Mikrofelsit an und für sich ein mechanisches Gemenge von Feldspath und Quarz wäre, daraus ein anderes Gemenge derselben Substanzen entstehen? Die so überaus constante Umwandlung wäre ganz unerklärlich. Sie wird es, sobald man sich meiner Auffassung anschliesst, wonach der Mikrofelsit eine nur aus Schmelzfluss entstehende, sehr instabile chemische Verbindung von der oben angegebenen Formel ist, die wir vorwiegend in Sphärokrystallform kennen. Doch das nur beiläufig; ich erwarte mit Freuden hierüber des Bessern belehrt zu werden.

Ich halte es zunächst nicht für nöthig, die übrigen porphyrischen Structurformen durchzugehen, um die Unabhängigkeit meiner Ansichten von denen des Herrn Michel-Lévy darzuthun. Seine Frontangriffe richteten sich gegen die körnige Structur und die Structuren der Quarzporphyre. Nachdem diese zurückgewiesen sind, verlieren die kleineren Plänkeleien auf anderen Punkten der Structurlehre jede Bedeutung. Ich habe nie den Beruf gefühlt, Herrn Michel-Lévy's Standpunkt anzugreifen; aber ich musste die Selbständigkeit meiner Auffassungen und Darstellungen vertheidigen gegen seine offenen und versteckten Angriffe. Wenn dieses leider nicht möglich war, ohne einen gelegentlichen Ausfall, so wolle Herr Michel-Lévy bedenken, dass eine reine Defensive im Kampfe nicht möglich ist, und dass er mir den Kampf aufgedrängt hat. Ich breche zunächst hier meine Polemik gegen seine vollständig grundlosen Angriffe ab, mit der Versicherung, dass der Streit nach der vollzogenen Abwehr meine aufrichtige Hochachtung vor seinen grossen wissenschaftlichen Verdiensten nicht beeinträchtigen wird. Aber ich bin eben so bereit, von Neuem zur Widerlegung seiner übrigen grundlosen Anklagen die Waffen zu ergreifen, wenn dieses nöthig scheinen sollte.

Im Folgendem möchte ich, ohne weitere persönliche Polemik, die Ursachen der Structurformen der Eruptivgesteine und deren Bedeutung für ihre Systematik ganz kurz beleuchten.

Schliesst man alle Einzelheiten zunächst aus und hält sich an die beiden grossen Gruppen der körnigen und porphyrischen Structuren, so folgt — die Richtigkeit ihrer Erkenntnis vorausgesetzt — die Aufgabe, ihre nähern und ferneren, womöglich ihre letzten Ursachen zu erforschen. Ich möchte nicht so weit gehen, wie Platon in dem Motto dieses Aufsatzes das thut, und die einfache „richtige Erkenntnis“ für gering achten. Das aber ist allerdings meine Ansicht, dass erst die „logische Verknüpfung“ derselben mit ihren Ursachen, ihre Zurückführung auf einen zureichenden Grund den wahren Wert derselben bedingt.

Welche Factoren hat man nun zur Erklärung der Structurverschiedenheiten herangezogen? Soviel ich weiss, sind es 1. das geologische Alter, 2. die Temperatur, 3. die chemische Constitution der krystallisirenden Magmen, 4. die sogenannten agents minéralisateurs der älteren französischen Geologen, namentlich Elie de Beaumont's, 5. der Druck.

Die Annahme, das geologische Alter sei ein bedeutsamer Factor für die Herausbildung einer bestimmten Structur, ist meines Wissens nie unmittelbar ausgesprochen worden, aber sie liegt mittelbar jenen früher weit verbreiteten Vorstellungen zu Grunde, dass z. B. körnige Gesteine namentlich den ältesten Perioden der Erdgeschichte, Quarzporphyre dem Carbon und Perm, Diabase dem Uebergangsgebirge u. s. w. eigneten. In extremster Ausbildung begegnen wir dieser Vorstellung in den Arbeiten von Michel-Lévy, wo er jeder Structurform der Quarzporphyre einen bestimmten geologischen Horizont zuzuweisen bestrebt war. In solcher Schärfe hat man diese Vorstellung in Deutschland nie gehegt, aber ich erinnere mich doch noch recht gut, welch' lebhafte Vorwürfe ich mir seiner Zeit von manchen Geologen zuzog, als ich von dyadischen und triadischen Diabasen sprach. Heute nimmt wohl kein Mensch mehr daran Anstoss; auch Lossen spricht von Mesodiabasen. — Dass aber das geologische Alter überhaupt ohne Bedeutung für die Structur sei, wurde allgemein wohl zuerst von mir in der zweiten Auflage meiner Physiographie, Bd. II, gezeigt. Es lässt sich heute streng erweisen, dass jede Structurform in den verschiedensten geologischen Zeit-

altern sich entwickelte, und wenn wir scheinbar gewisse Eruptivstructuren nicht im Grundgebirge haben (z. B. Diabasstructur, Quarzporphyrstructur u. s. w.), so bedeutet das nicht, dass jene Gesteine dort fehlen, sondern dass sie in einer dynamometamorphen Facies vorliegen, in welcher die ursprüngliche Structur oft bis zur Unkenntlichkeit verwischt wurde, wofür ebenfalls l. c. von mir Beispiele gegeben wurden. Immerhin musste ich in einem Punkte eine Ausnahme constatiren: ich kannte noch im Jahre 1887 keine Granophyrstructur in Lipariten. Mittlerweile habe ich auch diese scheinbare Ausnahme hinfällig werden sehen, als H. Bäckström die isländischen Liparite in meinem Institut studirte. Die immerhin geringe Verbreitung dieser Structurform in den Lipariten hat wohl darin ihren Grund, dass sie einen vorwiegend hypoabyssischen Charakter trägt, besonders bei intrusiven Gesteinen von verhältnismässig geringer Masse (Gängen und Intrusivlagern) und im centralen Theile grösserer Ergüsse sich ausbildet (Lugano), während die Liparite im Allgemeinen typische Oberflächenergüsse von geringer Mächtigkeit darstellen.

Die Einwirkung der Temperatur auf die Herausbildung einer bestimmten Structur kann nur eine beschränkte sein. Wollte man annehmen, dass auch für die Ausbildung der einen oder der anderen Haupt- und Cardinalform der Structuren — körnig oder porphyrisch — die Temperatur allgemein bedingend sei, so hätte das unbedingt zur Voraussetzung, dass die krystallisirenden Magmen während des Verlaufes ihrer Verfestigung zum Theil stetig abnehmende, zum Theil abwechselnd fallende und wieder steigende Temperatur besässen, wie in den künstlichen Darstellungen von Fouqué und Michel-Lévy mit „deux temps“. Wäre dieses nachweisbar, dann allerdings liesse sich die körnige und porphyrische Structur mit manchen ihrer begleitenden Phänomene in beschränktem Maasse ohne Zuhilfenahme weiterer Factoren in manchen, nicht allen, Ausbildungsformen erklären. Für die nothwendig werdende Annahme haben wir aber keinerlei Grundlage. Sie ist von der Hand zu weisen. Immerhin muss zugegeben werden, und ich habe das in meiner Physiographie, Bd. II, vollauf betont, dass für die Entwicklung einer speciellen Structurform die Temperatur und ihre Aenderungen von grossem Einflusse sein können. Ich weise hier nochmals auf den niedrigeren Schmelzpunkt der basischen Eruptivgesteine hin, der es

ermöglicht, dass sie länger die zur holokrystallinen Entwicklung erforderliche Molecularbeweglichkeit bewahren, als die bei höherer Temperatur erstarrenden saureren Magmen. Ebenso wurde dort auf die Einwirkung rascher peripherischer Abkühlung die Bildung sphärolithischer, variolitischer und anderer Grenzstructurformen zurückgeführt. Wenn man aber diese ganz zutreffenden Beziehungen dahin ausdehnen will, dass die Entwickelung der basischen Magmen, im Gegensatz zu denjenigen der saueren, wesentlich von der Temperatur bedingt werde, so begeht man den Fehler, den schon Bunsen in einem berühmt gewordenen Aufsatze in der Z. D. G. G., 1861, XIII, 61, widerlegt hat.

Dass die chemische Constitution der krystallisirenden Magmen auf deren Structurgestaltung von hohem Einflusse sei, ist unbedingt zuzugeben, da wir gewisse Structurformen nur bei gewissen chemischen Mischungen finden; ich erinnere an die mikrofelsitische Structur der Quarzporphyre und Liparite, an die Intersertalstructur der Tholeiite und gewisser Basalte u. dergl. Man würde indessen mit Herrn Michel-Lévy irren, wenn man annehmen wollte, dass es der Kieselsäure-Ueberschuss[1]) wäre, welcher im ersten Falle die Ursache bildete. Wir kennen eine grosse Menge sehr kieselsäurereicher Andesite, zumal aus den Anden, aus dem Kaukasus und von anderen Orten, die trotzdem keine Mikrofelsitstructur annehmen, sondern hyalopilitische. Es bedarf offenbar eines fast vollständigen Mangels der zweiwertigen Metalle Mg und Ca und der unbedingten Herrschaft der Alkalien bei höherem SiO_2-Gehalt zur Bildung des Mikrofelsits; dass dagegen ein relativ beträchtlicher Eisengehalt nicht schadet, lehrt die Erfahrung. Merkwürdig ist dabei die Thatsache, dass dieser Eisengehalt in K-reichen Magmen sich — wie schon Vogelsang auffiel — als sogenannter Ferrit, d. h. in Pseudomorphosen nach und Umwandlungsproducten von eisenoxydischen krystallitischen Gebilden, schon sehr früh ausscheidet, dagegen in Na-reichen Magmen als Pigment gelöst bleibt. Daher die rothe Farbe der Quarzporphyre und Liparite, die grüne der Keratophyre und Pantellerite. — Aber man möge die Bedeutung der chemischen Constitution für die Structurentwicklung der krystallisirenden Magmen so hoch veranschlagen, wie man wolle,

[1]) Ich weiss wohl, dass Herr Michel-Lévy nicht von SiO_2-Ueberschuss, sondern von „silice libre" spricht, aber ich bestreite ja eben die freie Kieselsäure im ursprünglichen Mikrofelsit.

es bliebe in allen Fällen unmöglich, diesen Factor für die Erklärung und Begründung der Differenz zwischen körniger und porphyrischer Structur heranzuziehen. Wir kennen jede bekannte magmatische Mischung in diesen beiden Grund- und Cardinalstructurformen. Diese können also nicht eine Function der magmatischen Mischungen sein.

Herr Michel-Lévy glaubt in den sogenannten „agents minéralisateurs“ einen wichtigen Factor für die Structurentwicklung sehen zu sollen, zumal bei den saueren Gesteinen. Er macht mir unter Hinweiss auf ähnliche, bereits von anderer Seite widerlegte Aeusserungen von de Lapparent den Vorwurf, diesen Factor übersehen, oder doch zu gering veranschlagt zu haben. Er gibt zu, dass ich die Turmalinbildung und verwandte Phänomene nicht unerwähnt lasse und richtig deute; er hätte hinzufügen können, dass ich sogar eine pneumatolytische Contactzone von anderen normalen unterscheide. Aber er meint, ich hätte diesen Factor mehr in den Vordergrund rücken sollen. Man wird wohl zugeben, dass ich nicht von Bor, Fluor u. dergl. sprechen konnte, wo ich sie nicht sehe. Aber Herr Michel-Lévy scheint übersehen zu haben, dass das Wasser, welches er doch selbst als „minéralisateur“ anerkennt, in keiner Hypothese über Eruptivgesteinsbildung eine so grosse Rolle spielt wie in der meinigen. — Indessen ich behaupte auch hier: für die Ausbildung der einen oder der anderen Cardinalstructurformen, körnig und porphyrisch, sind die „agents minéralisateurs“ an sich ebenso macht- und wirkungslos, wie die gesammte chemische Constitution. Ich sehe mit grosser Ruhe einer Wiederlegung dieses Satzes entgegen und verweise zur Beachtung auf die topasführenden Liparite Amerikas, auf die tridymit- und fayalitführenden Obsidiane Mexikos und der liparischen Inseln und Aehnliches. — An einer späteren Stelle werden wir sehen, welchen Einfluss die „agents minéralisateurs“ auf die Structur haben können.

Bleibt der Druck als structurbedingendes Moment; natürlich meine ich nicht den gebirgsbildenden Druck, der die krystallinen Schiefer schafft. Ob eine bestimmte Lösung in verschiedener Weise krystallisire, wenn man den Druck ändert, der auf ihr lastet, ist mir unbekannt. Ich glaube überhaupt, dass man darüber nichts weiss. Aber nehmen wir an, der Druck sei von directem Einfluss auf bestimmte Structurentwicklungen, so kann ich mir doch absolut nicht denken, wie ein bestimmter Druck körnige, ein anderer por-

phyrische Structur schaffen sollte. Ein constant bleibender Druck kann nur eine Structurform bedingen, erst durch den Wechsel des Druckes könnte eine Aenderung in der Entwickelung bedingt sein.

Kurz man mag sich drehen und wenden, wie man will, man wird nicht umhin können, anzunehmen, dass die Ausbildung der körnigen und porphyrischen Structur — alle anderen sind ja nur Unterabtheilungen dieser — einzig und allein erklärbar ist: die erste durch die Annahme stetiger und ununterbrochener Veränderung in der chemischen Constitution und den physikalischen Zuständen der krystallisirenden Magmen, die andere durch einen sprungartigen Wechsel in diesen chemischen und physikalischen Verhältnissen. Wie ich diese construirt habe, findet sich des Weiteren in meinem oben citirten Aufsatze von 1882 und in der Mikroskop. Physiogr., Bd. II, zweite Auflage. — Alle eruptiven Silicatmagmen, die wir in geologischer Gestaltung kennen, waren wasserhaltig. So lange sie in den Tiefen der Erde oder unter bedeutendem Drucke innerhalb der Erdrinde sich befinden, wird dieser Wassergehalt im Sinne der Scherer'schen granitgenetischen Hypothese nur sehr allmählich und gleichmässig entweichen und dadurch, wie ich in meiner Arbeit über die Steiger Schiefer entwickelte, der Träger der contactmetamorphen Wirkungen werden. Die Krystallisationen vollziehen sich aus einer basischen Lösung, sagen wir vergleichsweise aus einer orthosilicatischen. Dringt aber ein solches Eruptivmagma zur Erdoberfläche empor, so vermindert sich der Druck plötzlich, das Wasser tritt mehr oder weniger vollständig aus dem Magma aus und dieses wird dadurch plötzlich sauerer, sagen wir, um in dem Vergleich zu bleiben, metasilicatisch, $H_4 Si O_4 - H_2 O = H_2 Si O_3$, oder trisilicatisch, $3\ H_4 Si O_4 - 4\ H_2 O = H_4 Si_3 O_8$. Die Krystallisationen werden infolge davon andere, die bereits in der Tiefe vollzogenen werden bestandunfähig, zugleich sinkt die Temperatur rascher, als so lange das Gestein im Schoosse der Erde sich befand. Dieser Vorgang erklärt zugleich das Fehlen der Contactwirkungen bei den Ergussgesteinen.

Bei den Gesteinen, deren Entwickelung sich in der Tiefe vollendete, ändern sich demnach chemische Constitution, Druck und Temperatur stetig und ohne Sprung. — Die Eruptivmassen, welche an die Erdoberfläche austreten und sich über dieselbe stromartig ergiessen oder kuppenartig überquellen, zeigen einen Hiatus in ihrer

Entwickelungsgeschichte, der eben mit der Effusion an die Oberfläche zusammenfällt.

Möge also das Moment, welches wir den Factoren: chemische Constitution, Druck, „agents minéralisateurs“ und Temperatur als Ursachen für bestimmte Structuren beilegen, sein, welches es wolle, die beiden Haupt- und Cardinalstructuren sind nach meiner Auffassung gebunden an den Ort, an welchem sich die krystalline Entwicklung vollzog: ob in der Tiefe der Erde oder anfangs hier und dann an der Erdoberfläche. Die Entwicklungsgeschichte der einen ist eine durchwegs intratellurische, die der anderen eine theils intra-, theils extratellurische. Die letzte Ursache der körnigen und porphyrischen Structur liegt also im geologischen Orte, natürlich nicht in dem Orte als blossem Raumbegriff, sondern in dem Orte als bedingend für die obgenannten Factoren und deren Stetigkeit oder sprungweisen Wechsel.

Daher habe ich auch die Gesteine, welche in charakteristischer Form die körnige Structur an sich tragen, Tiefengesteine, diejenigen, welche typisch porphyrische Structur haben, Ergussgesteine genannt. Ich halte unbedingt an der Richtigkeit und Wichtigkeit dieser Unterscheidung fest. Ob wir unterscheiden körnige und porphyrische Eruptivgesteine, oder Tiefen- und Ergussgesteine, das ist innerhalb gewisser Grenzen dasselbe. Mit den Bezeichnungen „körnig“ und „porphyrisch“ geben wir nur einer richtigen Erkenntniss, mit der Bezeichnung Tiefen- und Ergussgesteine einer richtigen Erkenntniss nebst ihrem zureichenden Grunde Ausdruck, und letzteres ist nach meiner Auffassung das richtige Verfahren, denn ein System ist nicht eine beliebige Summe von Erkenntnissen, nicht einmal jede geordnete Summe von Erkenntnissen, sondern eine nach dem zureichenden Grunde geordnete Summe von Erkenntnissen.

Kein Geologe wird behaupten, dass für den Granit die Stromform, für die Quarzporphyre die Form typhonischer Stöcke charakteristisch sei. Wenn man auf eine oder die andere, wirkliche oder scheinbare Ausnahme exemplificirt, um die Eintheilung der Gesteine nach geologischer Wertigkeit in Tiefen- und Ergussgesteine zu bemäkeln, so beweist man damit gar nichts, sondern man nörgelt. Man setzt sich in die Lage eines Menschen, der die Schwere leugnet, weil er fand, dass ein fallendes Eisenstück, welches sich an einem

starken Magnet vorbeibewegte, an diesem hängen blieb und nicht zur Erde gelangte. Dass es zwischen Tiefen- und Ergussgesteinen keine absolut strenge Scheidung gibt, dass z. B. Lakkolithe sich verhalten können ähnlich oder ganz wie Ergussgesteine, weil ihr Volumen gering, der Ort ihrer definitiven Krystallisation der Erdoberfläche nahe lag, spricht doch nicht gegen, sondern für mein System. Wir müssen von ihnen eine Zwischenstructur erwarten, eine holokrystallin-porphyrische, wie dies ja thatsächlich die mir zugänglich gewesenen Proben der Lakkolithe von den Henry Mountains zeigen. Krystallisirte ein Granitmagma in verhältnissmässig geringer Tiefe, so wird — wie das jüngst Sederholm für den Rapakiwi nachwies —, die Structur porphyrischen Charakter mehr oder weniger deutlich annehmen, also granitporphyrisch oder granophyrisch werden. Es ist mir unverständlich, wie man die Darstellung Judd's von Schemnitz oder den Hebriden, oder etwa diejenige von Iddings über den Washoe District, von Teller und John über Klausen gegen mich in's Gefecht führen kann. Ich wüsste mir gar keine bessere Begründung meiner Auffassung auszudenken, als sie diese sorgfältigen Beobachter gegeben haben. Die Arbeiten dieser Männer, wie so vieler anderer, demonstriren auf's deutlichste die Abhängigkeit der Structur vom geologischen Ort.

Dass Uebergangsformen dieser beiden Hauptstructurtypen an einem und demselben geologischen Körper vorkommen, ist mir ebenfalls nie in den Sinn gekommen, zu bestreiten. Ich habe an mehreren Stellen der Mikrosk. Physiogr., Bd. II, zweite Auflage, solche im Einzelnen abgeleitet und als von tüchtigen Beobachtern festgestellt angegeben. Ich habe sogar auf die Nothwendigkeit hingewiesen, dass an den Rändern von Tiefengesteinen porphyrische Structurformen zu erwarten sind, wie denn auch körnige Structuren im Innern grosser Effusivmassen vorkommen. Aber wenn wir Quarzporphyrstructur am Rande eines Granitmassivs auftreten sehen, so liegt darum kein Quarzporphyr, sondern Granit in porphyrischer Randfacies vor. Und wenn die centralen Theile eines mächtigen Melaphyrstromes die körnige Structur eines Gabbrogesteines haben, so wird man nicht von Gabbro, sondern von einer abyssischen Melaphyrfacies sprechen. [1])

[1]) Ich begegne hie und da dem Einwurfe, man könne am Handstück ja doch nicht bestimmen, ob es einem Tiefen-, Quarz- oder Ergussgestein angehört

Die Richtigkeit dieser Unterscheidung der Eruptivmassen in die beiden Hauptgruppen der Tiefen- und Ergussgesteine wird in bedeutsamer Weise erhärtet durch eine geologische und durch eine chemische Thatsache, die sich eng an die Entwicklung in rein intratellurischer oder theils intra-, theils extratellurischer Periode, somit auch an das Auftreten der körnigen und porphyrischen Structur anschliessen.

Die geologische Thatsache liegt darin, dass nie und nirgends mit den Tiefengesteinen eine Tuffbildung verknüpft ist, während die Ergussgesteine ausserordentlich oft von Tuffen begleitet werden. Diese Thatsache war erkannt, lange bevor ich die hervorgehobene Gliederung der Eruptivgesteine aufstellte. Meine Auffassung verleiht aber dieser Erfahrungsthatsache den Charakter der Nothwendigkeit; sie ergibt sich als Etwas, dessen Gegentheil nicht denkbar ist. Und hierin liegt für jeden reflectirenden Verstand ein hervorragender Beweis für die Richtigkeit meiner Auffassung.

Die chemische Thatsache besteht, wie ich des Weiteren in meinen Aufsätzen in L. J., 1882, Bd. II, pag. 1, und in dieser Zeitschrift, 1889, Bd. XI, pag. 144 (Ueber die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine) hervorhob, darin, dass in den Tiefengesteinen die zweiwertigen Metalle eine weit bedeutsamere Stellung einnehmen, als in den Ergussgesteinen. Dieser Umstand tritt mit grösserer Deutlichkeit in den saueren als in den basischen Typen hervor, eine natürliche Folge des Umstandes, dass in den letzteren der Kern $Ca\,Al_2\,Si_4$ mehr und mehr die Herrschaft gewinnt, und dass dieser Kern im höheren Grade befähigt scheint, die Kerne $\overset{II}{R}\,Si$ und $\overset{II}{R}_2\,Si$ zu lösen, als das der in den saueren Typen herrschende Kern

habe. Nun wird man aber doch zugeben, dass ein wissenschaftliches System und Tabellen zur Bestimmung zwei verschiedene Dinge seien. Aber ich gehe weiter und behaupte geradezu, dass man allerdings am Handstück den Ort seiner Bildung erkennen kann. Bringt mir Jemand einen Aplit oder einen Kersantit, so werde ich sofort angeben, dass es ein Ganggestein sei und hinzufügen, dass vielleicht auch eine der seltenen Grenzformen von granitodioritischen Tiefengesteinen vorliege, bei einem Dioritporphyrit werde ich sagen, derselbe hat den Charakter der granitporphyrischen Ganggesteine, kann aber auch Randfacies eines Diorites oder Centralfacies eines Porphyrites sein. Letzteres würde ich indessen nur bei auffallend geringem Gehalt an farbigen Gemengtheilen für möglich halten. Weitere Beispiele wird sich Jeder selbst liefern können.

(KNa) Al Si_2 vermag. — Wenn Jemand diese Thatsache bestreitet, wie das Herr Michel-Lévy thut, so kann ich ihn nur wieder und wieder auffordern, die Tabellen von Justus Roth zu studiren, der es wahrlich leicht gemacht hat, sich über die chemischen Verhältnisse der Gesteine zu unterrichten. Wenn mir Jemand sagt, dass diese Punkte für ihn ohne Belang seien, nun so lässt sich darüber nicht discutiren. Es ist zweifellos richtig, dass es Veranlagungen gibt, die sich im Chaos behaglich fühlen; aber es gibt auch andere, denen es ein Bedürfniss ist, das Chaos zum Kosmos zu gestalten und sich dann an der logischen Ordnung zu erfreuen, die darin herrscht. Ich meine, dass man auch solchen Naturen ihr gutes Recht nicht verkümmern soll.

Ausser den beiden Hauptgruppen von Eruptivgesteinen: den Tiefengesteinen und den Ergussgesteinen, gibt es eine dritte Gruppe, die bei typischer Ausbildung in Gangform auftritt und die ich daher Ganggesteine genannt habe. Ich habe damit nicht sagen wollen, dass die Gänge dieser Gesteine sich nicht gelegentlich zur Stock- und Kuppenform erweitern; es sollte nur betont werden dass die Gangform ihre charakteristische Form ist, und dass wir sie nirgends in der Form eigentlicher Ströme oder typhonischer Stöcke kennen. Hätte ich statt Tiefengesteine, wie das W. C. Brögger übersetzt, abyssische Gesteine gesagt, so hätte ich die Ganggesteine mit ihm als hypoabyssische benennen können und damit allerdings eine Seite derselben in passender Weise zum Ausdruck gebracht, nämlich die Anklänge ihrer Structuren an intrusive Massen von geringem Volumen. Aber eine andere und sehr zu betonende Seite ihres Wesens wäre dabei ausgeschlossen worden, nämlich ihre chemische Abhängigkeit. Ich habe es in meiner Mikrosk. Physiogr., Bd. II, zweite Auflage, schon in der Vorrede hervorgehoben, dass diese Ganggesteine keine volle geologische Unabhängigkeit besitzen. Ihren Gängen begegnen wir nicht allorts, sondern nur in und neben gewissen Tiefengesteinen, und zwar so, dass mit einer jeden Hauptgruppe von Tiefengesteinen gewisse Ganggesteinstypen örtlich und ursächlich verknüpft sind. Wir finden keine Minetten und Aplite in Alkaligraniten oder Eläolithsyeniten, keine Tinguaïte und Monchiquite in Oligoklasgraniten oder Dioriten u. s. w. Die Ganggesteine sind also zunächst geologisch bedingt durch bestimmte Tiefen-

gesteine und bilden gewissermassen deren Gefolgschaft. Diese Abhängigkeit ist aber auch eine stoffliche und lässt sich kurz dahin formuliren, dass die Ganggesteine stofflich zum Theil als Spaltungsproducte der Tiefengesteinsmagmen aufzufassen sind, die nur aus diesen sich entwickeln, also auch nur mit diesen vorkommen können. Daher erklärt es sich auch, dass wir nirgends einem Spaltungsproducte begegnen, sondern stets zweien oder mehreren; Aplit- und Minettegänge bedingen sich, weil sie beide bedingt sind durch gewisse granito-dioritische Magmen, als deren Spaltungsproducte; ebenso erfordert die Anwesenheit der Tinguaït- oder Bostonitgänge in einem Eläolithsyenit das Vorkommen von Alnöiten oder Monchiquiten als ein nothwendiges. Dieser ihr Ursprung bedingt es endlich, dass die Spaltungs-Ganggesteine gewisse, nur ihnen eigenthümliche chemische Eigenschaften besitzen, auf die ich bei anderer Gelegenheit wohl eingehender zurückkommen werde.

Diese Ganggesteine, welche bis vor Kurzem wenig beachtet wurden, nun aber täglich bedeutsamer hervortreten, und ihre Sonderstellung in meinem System haben mir viel Vorwürfe und Tadel von mancherlei Seite eingebracht. Aber ich bin fest überzeugt, dass diese von den zünftigen Baumeistern verworfenen Steine in nicht ferner Zukunft zu Eck- und Grundsteinen des Baues der petrographischen Systematik werden.

Dass sie vorhanden seien und in der deutschen Petrographie zu allen Zeiten als selbständige Typen unterschieden wurden, das kann man ja nicht hinwegleugnen und dagegen wendet man sich auch nicht in Deutschland. Man will nur den Aplit zum Granit, die Minette zum Syenit, den Kersantit zum Diorit oder Porphyrit, den Tinguaït zum Phonolith, den Bostonit zum Trachyt, den Alnöit zum Melilithbasalt u. s. w. stellen, wie ich das auch in der ersten Auflage meiner Physiographie, Bd. II, gethan habe, so weit diese Gesteine damals bekannt waren. Ja, für wen die Gesteine Mineralaggregate sind, der kann das vielleicht thun; Jemand, dem die Eruptivgesteine Magmen in einer bestimmten geologischen Gestaltung und davon abhängigen Structur sind, kann das nie und nimmer, wenn er sie wirklich kennt.

Die Sonderstellung, welche ich den Ganggesteinen angewiesen habe, könnte nur dann erschüttert werden, wenn man mir nachwiese, dass stofflich und structurell idente Massen als Tiefen- oder

Ergussgesteine verbreitet wären. Also man müsste z. B. erweisen, dass Aplit in Massiven auftrete. In der französischen Petrographie (man vergl. oben Granulites pag. 372) scheint das bisweilen so. Aber ich glaube nicht, dass die Natur jenseits der Vogesen nach anderen Gesetzen entwickelt ist und bildet und schafft, als diesseits. Ich habe auch diese Behauptung bisher noch nirgends direct gelesen. Wohl behauptet dagegen z. B. Herr Michel-Lévy, er kenne den Lamprophyr-Typus in ausgeprägter Stromform. Ich erwidere darauf: Herr Michel-Lévy irrt sich und verwechselt Glimmerporphyrit mit Lamprophyr. Eine gewisse Erfahrung und Einsicht in das Wesen der Lamprophyre und Glimmerporphyrite besitze ich auch und ich erwarte den Beweis von Herrn Michel-Lévy, dass ein typisches Strom- oder Deckengestein die chemische Constitution der Lamprophyre und eine panidiomorph-körnige oder aber holokrystallin-porphyrische Structur besitze, bei welcher die *Mg*- und *Fe*-haltigen Gemengtheile (Glimmer) in zwei Generationen, einer der intratellurischen, einer der Effusionsperiode, der Feldspath dagegen nur in einer Generation der Effusionsperiode vorliege. Wenn mir Herr Michel-Lévy diesen Beweis erbracht haben wird, werde ich die Discussion hierüber wieder aufnehmen. Ich vermuthe, dies wird gute Weile haben.

In meiner Mikroskop. Physiogr., Bd. II, zweite Auflage, habe ich die Ganggesteine in drei Reihen eingetheilt: 1. die granito-porphyrische, welche keine Spaltungsproducte der Eruptivmagmen, sondern diese selbst in hypoabyssischer Facies sind; 2. die granitischen, deren Namen ich herzlich gerne gegen einen anderen austauschen möchte, die damals nur in sehr geringer Mannigfaltigkeit vorlagen, und 3. die lamprophyrischen. Die Letzteren haben seit jener Zeit eine wesentliche Erweiterung erfahren durch die Entdeckung eines Typus mit vitrophyrischem Charakter, welcher sich auffallend gewissen Gesteinen anschliesst, die man bisher zu den basaltischen stellte.

Nun aber fehlt a. a. O. eine ganze Reihe von Ganggesteinen, die stofflich den aplitischen sehr nahe steht, sich aber structurell von diesen wesentlich unterscheidet, das sind die pegmatitischen. Herr Michel-Lévy ist vollkommen im Recht, wenn er mir den Vorwurf macht, diese wichtige Gruppe übergangen zu haben, und ich bin aufrichtig froh, ihm hier unbedingt zustimmen zu können.

Sehr bezeichnenderweise spricht er diesen einzigen berechtigten Vorwurf in der mildesten Form aus; wo man Recht hat, spricht man eben nicht ab irato. — In der ersten Auflage meiner Physiographie, Bd. II, findet man den Pegmatit nach meinem damaligen Standpunkte beim Muscovitgranit. In der zweiten Auflage wird er nur gelegentlich bei der Besprechung der miarolitischen Bildungen erwähnt. Ja, ich war eben in einem Irrthum befangen, den mir eine frühere unzutreffende Auffassung der krystallinen Schiefer eingeimpft hatte, und der für meine Leser nicht von Interesse sein kann. Ich erkannte diesen meinen Irrthum als solchen, ehe mir Herr Michel-Lévy seinen berechtigten Vorwurf machte, als ich 1888 im Herbste unter Brögger's lieber und lehrreicher Führung den Langesund kennen lernte. Wenn mir einmal die Freude wird, die dritte Auflage meiner Physiographie, Bd. II, dereinst zu schreiben, so werde ich meinen Fehler wieder gut machen und meinerseits dem Pegmatit zu seinem Rechte verhelfen. Bei dieser Gelegenheit wird es dann Zeit sein, die Bedeutung der „agents minéralisateurs“ für die Entwicklung einer bestimmten Structur, welche Brögger richtig erkannt hat, in's Licht zu setzen. — Ganz besonders hat mir die Begründung gefallen, welche Herr Michel-Lévy seinem berechtigten Vorwurfe bezüglich des Pegmatits gibt, indem er auf die pegmatitischen Grenzfacies gewisser Tiefengesteine hinweist, die nicht nur in Frankreich, sondern auch in unserem erzgebirgischen Stockscheider vorliegen. Diese hätten mich früher, als es geschehen ist, belehren sollen, dass die Pegmatite Eruptivgesteine sind.

Und hiermit komme ich zum letzten Punkte des Programmes, das ich mir gestellt habe.

Die von mir vertretene Auffassung der Eruptivgesteine, ihrer Genesis und des Mechanismus ihrer Entwickelung von dem Zustande eines allgemeinen tellurischen Magmas bis zur vollendeten harmonischen Reihe der fertigen Eruptivfelsarten, nöthigt zu der Annahme, dass die Ganggesteine auch als randliche Facies der Tiefengesteine müssen vorkommen können, ähnlich, wie wir ja nicht selten in einer und derselben Gangspalte magmatische Entwicklungsformen zusammen auftreten sehen, die sonst nur in gesonderten Gängen erscheinen.[1]) Dass nun die granitporphyrischen Gesteine am häufigsten

[1]) Ueber eine „Hinweisung“, welche der Herr Referent über meine Arbeit: „Ueber die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine“ in L. J., 1891, Bd. II,

als peripherische Facies der Tiefengesteine beobachtet werden, entspricht überraschend gleichmässig der Beobachtung und der Theorie. — Dass dagegen lamprophyrische und granitische (ich will lieber sagen aplitische) Ganggesteinstypen als Grenzfacies der zugehörigen Tiefengesteine aufträten, davon fanden sich keine augenscheinlichen Belege in der Literatur. — Allerdings spricht A. Delesse deutlich von einer randlichen détérioration, wenn ich mich des Ausdruckes richtig erinnere, bei vogesischen Massiven und ich hatte in demselben Gebirge während meines Aufenthaltes einige Beobachtungen gemacht, die auf eine lamprophyrähnliche Entwicklung an den Rändern von Granitmassiven hinweisen; aber ich hatte den Gegenstand nicht verfolgen können. Ein sehr schönes Beispiel für eine lamporphyrähnliche Randfacies um Granit wies A. Sauer in den Mittheilungen der Gr. Bad. geolog. Landesanstalt, Bd. II, Heft 2, pag. 233, in dem sogenannten Durbachit von Section Gengenbach nach. — Tinguaïtische Randfacies von Eläolithsyeniten lernte ich durch Herrn O. A. Derby von Minas Geraes vor einigen Jahren bereits kennen. Dass der eigentliche Aplit als Randfacies von Granit oder Quarzdiorit vorkomme, hatte ich ebenfalls vor langen Jahren aus den schönen Untersuchungen von A. W. Howitt in Australien geschlossen und später bei Besprechung einer Arbeit desselben Autors in L. J. 1881, Bd. I, pag. 222, als Vermuthung ausgesprochen. Da nun aber Howitt den Thatsachen eine andere Deutung gab, — er fasste den Aplit als innerste Zone eines Contacthofes auf — so wandte ich mich schriftlich an ihn mit der Bitte, die Thatsache einer erneuerten Betrachtung freundlichst unterziehen zu wollen und Herr Howitt antwortete auf meine Frage in einem Briefe vom 3. November 1890 Folgendes: „I may take this opportunity of correcting an error in my notes on Swifts Creek, where I stated, that I regarded a band of „aplite“ in the outer margin of the schists (sediments) as being their completely metamorphosed representatives. I cannot feel now any doubt that in that case also the aplite band is in fact the „grenzform“ of the granites or quarz-diorites of that district.“ Ich danke meinem freundlichen Correspondenten auch

pag. 61, bezüglich der gemischten Gänge im Interesse fremder Priorität nicht hat unterlassen können, und die Berechtigung dieser „Hinweisung“, werde ich mich an anderem Orte äussern.

an dieser Stelle für seine Bereitwilligkeit zur Erfüllung meiner Bitte. Er liefert dadurch einen schönen und wichtigen Beitrag zur Kenntnis der Eruptivbildungen, zumal nach der Richtung hin, „wie Alles sich zum Ganzen webt“.

Heidelberg, im Februar 1892.

Anhang.

Es hiesse die Freundlichkeit des Herrn Herausgebers dieser Zeitschrift und meiner Leser missbrauchen, wollte ich alle die zahllosen Irrthümer und Flüchtigkeiten des Herrn Michel-Lévy hier hervorheben und widerlegen. Ich will auch nicht, was mir als dem mit Unrecht Angegriffenen nahe genug läge, die schlimmsten Fehler meines Gegners herauslesen, denn ich wünsche Frieden mit ihm und möchte die Lage nicht unnöthig verbittern. Folgende Beispiele werden genügen:

1. pag. 399 der Mikroskop. Physiogr., Bd. II, zweite Auflage, heisst es bei Besprechung der Vorstellungen des Herrn Michel-Lévy: „1. pâte entiérement amorphe mit bald fluidaler, bald perlitischer Structur (letztere wird also als eine Structur, nicht als ein Absonderungsphänomen aufgefasst)“ etc. — In der Broschüre des Herrn Michel-Lévy, pag. 13, Anmerkung, heisst es: „Mr. Rosenbusch paraît croire que je ne considère pas la structure perlitique comme un simple phénomène de retrait. Je me permets de le renvoyer aux Annales des Mines, VIII, 1875, pag. 349, §. 2, où je dis textuellement que „la structure perlitique n'est qu'un phénomène de retrait d'une masse vitreuse refroidie“. Was Herr Michel-Lévy widerlegen will, habe ich nicht behauptet, denn ich sage nirgends, dass ihm die Entstehung der perlitischen Sprünge durch Abkühlung entgangen sei. Was ich gesagt habe, ist thatsächlich richtig, wie eine erneuerte Durchsicht des Aufsatzes von 1875 mir gezeigt hat. Er unterscheidet thatsächlich bei den Gläsern eine fluidale und eine perlitische Structur. Meine Angabe hätte also streng genommen lauten sollen: Obgleich Herr Michel-Lévy die perlitischen Sprünge als Contractionsbildungen in rasch sich abkühlenden Gläsern erkannt, spricht er von perlitischer Structur und verwechselt somit „structures“ und „lithoclases“.

2. pag. 17 seiner Broschüre behauptet Herr Michel-Lévy, dass er zuerst die Einwirkung des Mikrofelsit = pétrosilex auf das polarisirte Licht constatirt habe. Von der Irrthümlichkeit dieser Angabe kann ihn leicht das Nachlesen der älteren deutschen Arbeiten über Mikrofelsit belehren, wo diese Frage ein häufiger Gegenstand der Discussion ist.

3. pag. 17, Anmerkung 2 derselben Broschüre behauptet Herr Michel-Lévy: „que les sphérolithes d'orthose dans les porphyres quartzifères ne m'avaient pas échappé comme Mr. Rosenbusch semble le dire pag. 393 de sa Pétrographie." — An der bezeichneten Stelle der Mikroskop. Physiogr., Bd. II, zweite Auflage, bespreche ich zwei Arbeiten des Herrn Michel-Lévy und sage, dass die dort behandelten Sphärokrystalle von Feldspath aus Varioliten stammen. Dies ist und bleibt richtig. — Der von Herrn Michel-Lévy citirte Passus seiner eigenen Arbeit aus den Annales des Mines, worin er die Sphärokrystalle des Orthoklas schon erkannt haben will, lautet: „Les traînées cristallines, déjà visibles à l'oeil nu, sont dirigées dans le sens général de la fluidalité; elles contienment les accidents en forme de boutonnière, qui sont décrites pag. 375: au centre on voit du quartz récent en granules juxtaposés d'orientations différentes, qui moulent de petits cristaux d'orthose récent, souvent disposés en rayons autour d'un noyau sphérolithique très-chargé de granulations opaques. Sur les bords le bourrelet marginal se décompose entièrement sous les Nicols croisés en sphérolithes à croix noire." — Beschreibung und Abbildung beziehen sich auf Tharander Quarzporphyr und lassen ohne Zweifel erkennen, dass eine secundäre (das soll wohl auch „récent" bedeuten) Umwandlung beschrieben wird. Von Feldspathsphärolithen ist hier nirgends die Rede und kann gar nicht die Rede sein.

4. pag. 20 seiner Broschüre gibt Herr Michel-Lévy die Vogelsang'sche Systematik der Sphärolithe nach meiner Mikroskop. Physiogr., Bd. II, zweite Auflage, pag. 392, in: 1°. Cumulites, 2°. globosphérites, 3°. bélonosphérites, 4°. felsosphérites, 5°. granosphérites, und sagt dann: „Mr. Rosenbusch propose de réunir les sphérolithes n^{os}, 1, 2 et 5 sous le nom de granosphérites." — Das wäre allerdings ein ganz unverantwortliches Verfahren. — Nun heisst es in Wirklichkeit bei mir, l. c., pag. 392: „Dieser Vogelsang-schen Eintheilung möchte ich mich insoweit anschliessen, als ich die

Bezeichnung Cumulite, Globosphärite und Granosphärite in demselben Sinne verwenden werde". — Für einen deutschen Leser ist der Satz vollkommen verständlich und die (erst hier durchschossenen) Worte würden in's Französische übersetzt, etwa heissen: „dans le même sens que Vogelsang. Herr Michel-Lévy hat sie offenbar übersetzt: „dans un sens identique. — Ich nehme an, dass Herr Michel-Lévy aus mangelhafter Kenntnis des Deutschen gefehlt hat, obgleich es auch dann noch unerklärlich bleibt, wie er sagen konnte, ich wolle die dreierlei Dinge unter dem Namen Granosphärit vereinigen. — Hätte Herr Michel-Lévy überhaupt das von ihm so ungerecht angegriffene Buch ernstlich gelesen, so wäre dieser Fehler ganz undenkbar. — Vielleicht ist es eine ungerechte Zumuthung, dass Herr Michel-Lévy mein umfangreiches Opus habe lesen sollen, das gebe ich gerne zu. Aber dass er es lesen musste, ehe er es angriff, das scheint mir eine billige Forderung.

5. pag. 21, Anmerkung seiner Broschüre von 1889, ereifert sich Herr Michel-Lévy, dass ich G. H. Williams ein Verdienst zugeschrieben habe, welches ihm (Herrn Michel-Lévy) zugehöre. Es handelt sich um die bekannten Aureolen um Quarzeinsprenglinge. Wenn man die von Herrn Michel-Lévy angeführten Stellen bei ihm und bei mir wirklich nachliest, so findet man: 1. dass seine Behauptungen und die von G. H. Williams constatirten Thatsachen nicht ident sind; 2. dass Herr Michel-Lévy früher etwas beschrieben und behauptet, Williams (man vergl. seine Arbeit) etwas Anderes bewiesen oder durch Versuche festzustellen sich bemüht hat. — Ich habe keinerlei Veranlassung, meine Angabe zu ändern.

Der Herr Referent über die Michel-Lévy'sche Broschüre in L. J. 1891, Bd. I, pag. 388, hebt es als ein Verdienst derselben hervor, dass man danach die französische petrographische Systematik mit der deutschen vergleichen und parallelisiren könne. Ich theile weder die Gesammtauffassung des Herrn Referenten über die Michel-Lévy'sche Broschüre, noch diese Ansicht im Besonderen. Zur Begründung meiner Divergenz im letzteren Punkte diene eine ganz beschränkte Auswahl von Angaben aus der genannten Broschüre, pag. 44—71.

pag. 44. „Granites. — Les groupes proposés pour les granites par Mr. Rosenbusch sont identiques à ceux que nous

avons adoptés et dont le service de la Carte géologique de la France poursuit la délimitation sur le terrain, depuis de longues années." — Vorausgesetzt, meine Eintheilung der Granitgesteine wäre ident mit derjenigen des Herrn Michel-Lévy, was sie nicht ist, so müsste der obige Satz auf Deutsch (ich vermag mich nicht hinreichend exact im Französischen auszudrücken) heissen: Die erste Gliederung der Granitfamilie versuchte G. Rose, ohne mit seinen Bestrebungen durchzudringen. H. Rosenbusch hat diese Versuche in seiner Mikroskop. Physiogr., Bd. II, erste Auflage, 1877, in erweiterter Form und mit glücklicherem Erfolge wieder aufgenommen, und Herr Michel-Lévy hat durch die unglückliche Einführung der Bezeichnung „granulite" eine klare Sachlage auf's Neue bedauerlich verdunkelt. — Nun ist aber die von Herrn Michel-Lévy gewollte Uebereinstimmung der Classification gar nicht vorhanden. Denn ganz abgesehen von den unfassbaren „granulites" begreift er unter den Amphibolgraniten auch den Tonalit und manche Dioritporphyrite nach seiner eigenen Aussage, lässt also die Natur des herrschenden Feldspathes unberücksichtigt. — Die Augitgranite kennt Herr Michel-Lévy gar nicht und lässt sie einfach weg. — Aus allem diesem will ich noch nicht schliessen, dass seine Classification schlechter sei als die meine, sondern nur dass sie eine andere ist. Diese beiden Schlüsse decken sich nicht.

In der Syenitfamilie wird folgendermassen parallelisirt (pag. 45): 1°. „Glimmersyenit Rosenbusch = syénites à mica noir, minette Michel-Lévy", was nicht der Thatsache entspricht, denn kein Gestein, welches ich Glimmersyenit nennen würde, könnte Herr Michel-Lévy jemals Minette nennen. — 2°. Augitsyenit, Rosenbusch, löst Herr Michel-Lévy in Diabase und Eläolithsyenite auf, weil ich selbst gesagt habe, es sei eine absolut künstliche Gruppe. Wo habe ich gesagt, was Herr Michel-Lévy mich will sagen lassen? Gewiss fasst man unter Augitsyenit sehr verschiedenartige Dinge zusammen, und das habe ich gesagt, aber doch nicht das, was Herr Michel-Lévy behauptet. Diese Gruppe ist genau so künstlich, wie die Glimmersyenite z. B. (ohne Einbeziehung der Minetten(!), in denen man sehr mit Unrecht die Gesteine von Christiania, welche in die Alkalireihe (Magma $\varphi + SiO_2$) gehören, und den Durbachit zusammenfasst.

Von den Eläolithsyeniten (pag. 46) will Herr Michel-Lévy wenigstens den Ditroit als einen saueren Typus abtrennen, der mit dem eigentlichen Syenit und nicht mit Diabas zu parallelisiren sei. Also die anderen Eläolithsyenite parallelisirt er mit Diabasen! Das ist doch gewiss nicht mein System! Uebrigens constatire ich, dass für die gewollte Sonderstellung des Ditroit die Analysen von Fellner und Zirkel keinerlei Veranlassung bieten. Auch dagegen muss ich mich laut verwahren, wenn Herr Michel-Lévy sagt: „Il (H. Rosenbusch) distingue seulement deux variétés suivant la richesse en feldspath: si elle est grande, il y a passage aux syénites et aux phonolithes; sinon, il y a parenté avec les diabases“ (!). Sperrung und Ausrufungszeichen sind von mir, um zu bezeichnen, was ich nicht als mein Eigenthum anerkenne, sondern Herrn Michel-Lévy zu verantworten überlassen muss.

Bei den dioritischen Gesteinen (pag. 46—47) parallelisirt Herr Michel-Lévy:

Quarzglimmerdiorit Rosenbusch = Kersantit zum Theil, Granit zum Theil, Mikrogranit zum Theil Michel-Lévy.
Glimmerdiorit Rosenbusch = Kersantit Michel-Lévy.
Quarzdiorit Rosenbusch = Diorit zum Theil, Amphibolgranit zum Theil Michel-Lévy.
Diorit Rosenbusch = Diorit zum Theil, Epidiorit zum Theil Michel-Lévy.
Augitdiorit Rosenbusch = groupe mal défini rentrant totalement dans les microgranulites à pyroxène et dans les diabases ou gabbro ouralitisés.

Es bedürfte mehr Zeit und Raum, als die Sache werth ist, um diesen Rattenkönig von Verwirrung auseinanderzuzupfen. Sicher aber erkennt doch auch ein Laie, dass Herrn Michel-Lévy's Systematik nicht die meine ist.

pag. 48. „Gabbros. — La classification de Mr. Rosenbusch concorde entièrement ici avec celle des anciens auteurs que nous avons nous mêmes adoptée“. Ich wäre Herrn Michel-Lévy sehr dankbar, wenn er mir angeben wollte, welche „anciens auteurs“ die von mir schon in der ersten Auflage der Mikroskopischen Physiographie gegebene und in der zweiten Auflage beibehaltene Classification gegeben haben; ich muss gestehen, dass ich in der Ansicht

befangen war, sie rühre von mir her, was selbstverständlich nicht heissen soll, dass man nicht früher den sogenannten Hypersthenfels und Protobastitfels gekannt habe.

Die angeführten Proben sind absichtlich den leichtest verständlichen und bestbekannten Gesteinsgruppen der Tiefengesteine entnommen. Das dürfte genügen, um darzuthun, dass ich für meine Systematik derjenigen des Herrn Michel-Lévy Nichts verdanke.

Was sich sonst an Folgerungen aus diesen Stichproben ergibt, ist für die Sache, d. h. für die Petrographie ohne Bedeutung und damit für mich zunächst ohne Interesse. Es wären nur Waffen in einem aufgedrungenem Kampfe, und ich wünsche den Frieden, so lange ich ihn ehrlicher Weise haben kann.

XXVIII. Kurze Uebersicht des allgemeinen geologischen Aufbaues des „böhmischen Mittelgebirges".

Von **J. E. Hibsch.**

Die geologischen Arbeiten im böhmischen Mittelgebirge haben bis jetzt einige allgemeine Resultate ergeben, welche in Folgendem mitgetheilt werden sollen. Eine kurze Zusammenfassung derselben mit Berücksichtigung der Ergebnisse früherer Forscher erscheint aus dem Grunde angezeigt, weil Autor dieser Zeilen im heurigen Sommer die schon mehrfach, auch in diesen Mittheilungen IX. Bd., 1887, pag. 235, angekündigte Specialaufnahme und -Untersuchung genannten Gebietes in Angriff zu nehmen gedenkt. Diesen Specialuntersuchungen soll eine kurze, zusammenfassende Darstellung der sicheren Resultate der bisherigen Arbeit vorangeschickt werden auch auf die Gefahr hin, schon längst Bekanntes zu wiederholen.

I.

Das vulcanische Gebiet des böhmischen Mittelgebirges verbreitet sich über einen Theil der ganz Nordböhmen südlich des Erzgebirgseinbruches umfassenden grossen Senkungsfelder, und zwar über jenen, welcher heute vom Thal der Elbe durchquert wird. Im Norden wird es relativ scharf begrenzt durch den Abbruch des Erzgebirges. Viele den Eruptivgebilden des Mittelgebirges zuzuzählende Eruptivmassen finden sich jedoch jenseits dieser Nordgrenze. Die Südgrenze wird ungefähr durch das im Elbthale zwischen Libochowan und Černosek aus der jüngeren Bedeckung auftauchende Grundgebirge gebildet. Ueber diese Südgrenze greifen die Mittelgebirgseruptionen noch häufiger hinaus, als dies in Bezug auf die Nordgrenze der Fall ist. West- und Ostgrenzen des Mittelgebirges sind architektonisch minder scharf bestimmt. Im Südosten kann wohl die Bruchlinie von Auscha-Graber, längs welcher die mittleren und oberen Kreideablagerungen gegenseitig verworfen sind, als gute Grenzlinie angesehen werden. Die Grenzen des Mittelgebirges gegen Nordosten

jedoch sind noch genauer festzustellen. Auch die östliche Fortsetzung der Erzgebirgsbruchlinie in der Quaderplatte östlich der Elbe und das Verhalten derselben zu der grossen Verwerfungslinie, welche vom Jeschken in nordwestlicher Richtung entlang des Lausitzer Granitstockes nach Sachsen verläuft, müssen näher studirt werden. Je weiter diese beiden Bruchlinien (Erzgebirgsbruchlinie und die von Auscha-Graber) nach Osten verfolgt werden, desto mehr springt deren allmähliche Verflachung bei der Annäherung an die grosse Lausitzer Bruchlinie in die Augen. Das Senkungsfeld des böhmischen Mittelgebirges scheint sich nach Nordosten durch die Convergenz der beiden östlich verlaufenden Einbruchslinien keilförmig zuzuspitzen und durch allmähliche Verminderung der Sprunghöhe dieser Bruchlinien von den benachbarten Begrenzungsfeldern minder scharf abzuheben. Am undeutlichsten ist die Westgrenze des Mittelgebirges architektonisch ausgeprägt.

Das ganze Mittelgebirge ruht auf einem Grundgebirge, welches aus mehreren Varietäten von Gneiss, Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer und körnigem Kalk mit Granit, Quarzporphyr und Pegmatitgängen besteht. Fast überall ist das Grundgebirge von jüngeren Ablagerungen bedeckt, nur an wenigen Orten tritt es inselförmig aus der jüngeren Bedeckung zu Tage. Wiewohl allbekannt, mögen der Vollständigkeit halber jene Urgebirgsinseln an dieser Stelle aufgezählt werden. Es sind folgende:

1. Im Elbthale zwischen Libochowan und Černosek und westwärts im Woparner Thale bis gegen Wellemin.

2. Nördlich des Dorfes Milleschau eine kleine Partie Gneiss.

3. 5 Kilometer südlich von Milleschau bei dem Dorfe Watislaw.

4. Etwa 2 Kilometer südlich der Station Auperschin der Bielathalbahn, westlich des Webeschan-Berges.

5. Eine grössere Urgebirgsinsel ist bei Bilin durch die daselbst sich vereinigenden Thalschluchten blossgelegt.

Das auf den Karten der k. k. geologischen Reichsanstalt noch in neuester Zeit eingezeichnete Vorkommen von Granit und Gneiss im Elbthale bei Rongstock entspricht nicht dem richtigen Sachverhalte, da der angebliche Granit als ein doleritischer Feldspathbasalt angesehen werden muss und der Gneiss nur in Form von Blöcken auftritt, die in Phonolithtuff eingeschlossen sind.

Wo das Grundgebirge von jüngerem Eruptivmaterial bedeckt ist, lässt sich seine Verbreitung und sein petrographischer Bestand

durch die Einschlüsse, die sich in den überlagernden Eruptivmassen finden, annähernd verfolgen. So finden sich im Elbthale südlich und östlich von Aussig vorzugsweise Einschlüsse von Granit, im weiter nördlich gelegenen Theile, bei Rongstock und Tichlowitz, solche von Gneiss. Nördlich von Rongstock tritt als Einschlussmaterial neben Gneiss Granitporphyr auf. Oestlich vom Elbthale im Trachyt von Wellhotta erscheint Glimmerschiefer und weiter östlich im Basalt des Rollberges bei Niemes wieder Granit eingeschlossen.

Diese wenigen Thatsachen gewinnen insofern ein erhöhtes Interesse, als sie die Folgerung zulassen, dass die Gneisse des Erzgebirges von dessen südlichem Abbruch an sich nicht continuirlich unter dem Mittelgebirge bis zu der Urgebirgsinsel im Elbthale bei Libochowan und Černosek erstrecken, sondern eine Unterbrechung erfahren. Dadurch erhält die genannte Insel eine gewisse Selbstständigkeit dem Erzgebirge gegenüber. Auch aus den Lagerungsverhältnissen der diese Insel aufbauenden Urgesteine ergibt sich, dass dieselben wohl im allgemeinen die erzgebirgische Streichrichtung von West nach Ost einhalten, inbezug auf ihr Verflächen jedoch eine Antiklinale mit steiler Aufrichtung der beiden Schenkel bilden. Die hornblendereichen dunkeln Glimmerschiefer im nördlichen Theile der Urgebirgsinsel fallen nach Nord, die Glimmerschiefer bei Černosek an der Südgrenze derselben hingegen nach Süd ein. Der grossen Antiklinale des Erzgebirges, deren südlicher Flügel zum grossen Theile eingesunken ist, würde bei dieser Auffassung an der Südgrenze des Mittelgebirges eine bei weitem kleinere Antiklinale vorgelagert sein. Die Entstehung derselben ist wie die der grossen Erzgebirgsfalte in das carbonische Zeitalter zu versetzen. Die grosse Mulde zwischen beiden Sätteln, vertieft durch tertiäre Einbrüche, bildete während des Oberoligocän den Schauplatz grösster vulcanischer Thätigkeit.

II.

Mit Ausschluss aller zwischenliegenden Formationen wird im böhmischen Mittelgebirge das Grundgebirge direct von Gebilden der oberen Kreide überlagert. In der Entwicklung der Kreideformation in unserem Gebiete macht sich ein auffallender Gegensatz bemerkbar zu der Art der Ausbildung der cretacischen Ablagerungen in dem dem Mittelgebirge nördlich angrenzenden Gebiete der sächsisch-böhmischen Schweiz. Während im letzteren Quadersandsteine vor-

herrschen und thonige oder kalkige Einlagerungen ganz untergeordnet auftreten, herrschen im Mittelgebirge thonige und kalkige Sedimente vor und Sandsteine treten fast ganz zurück. Unvermittelt folgen auf eine Quadersandsteinplatte, die mit einer Mächtigkeit von mindestens 365 Meter von Norden her bis Tetschen reicht und hier theils abbricht, theils sich in die Tiefe senkt, Ablagerungen von einem Thonmergel, welche südlich von Tetschen bis zu einer Mächtigkeit von nahezu 200 Meter angebohrt worden sind, ohne dass deren Liegendes erreicht worden wäre. Im Quadergebiete nördlich von Tetschen erreichen Mergel nur die Mächtigkeit von einigen Metern. Dieselben Mergel, zumeist sehr kalkarm, nur an wenigen Orten etwas kalkreicher, erstrecken sich durch das ganze Gebiet des Mittelgebirges. Sie tauchen bald unter das Niveau der Elbe, bald erheben sie sich bis 160 Meter und noch mehr über den Elbespiegel. Bänke eines Kalksandsteines, 0·1 Meter bis 0·5 Meter mächtig, bilden untergeordnete Einlagerungen innerhalb dieser Mergel. Ihr geologisches Alter, ob senon oder oberturon, ist noch sicher zu stellen. Ein Theil scheint mit grosser Wahrscheinlichkeit den Bakulitenschichten zu entsprechen; ob ein unterer Horizont dieser Mergel den mitteltunronen Teplitzer Schichten zuzuzählen ist, muss noch untersucht werden. Nur über der Urgebirgsinsel von Libochowan-Černosek treten cenomane Sandsteine der Ostrea carinata-Stufe und Schieferthone auf. Die grosse Mächtigkeit der mergeligen Kreidegebilde zwischen dem Erzgebirge und der Urgebirgsinsel von Černosek-Libochowan bleibt selbst dann noch eine räthselhafte Erscheinung, wenn man das Vorhandensein einer tiefen Mulde zwischen den beiden genannten Urgebirgsgebieten zur Kreidezeit annimmt, in welcher das von Nord nach Süd vorschreitende Kreidemeer thonige und kalkige Sedimente hätte absetzen können.

III.

Die Ablagerungen der oberen Kreide werden concordant — so scheint es — überlagert von Sandsteinen, Sanden und Thonen, die Süsswassergebilde darstellen und dem Mitteloligocän (Tongrien) zugezählt werden. Die oligocänen Sandsteine bilden eine Platte, die am Nordrande des Mittelgebirges im Polzenthale bei Tetschen die Mächtigkeit von 150 Meter besitzt und von da bis zu seinem Südende bei Schüttenitz und Skalitz, nördlich von Leitmeritz, reicht.

Sie sind allda reich an Pflanzenresten. Obwohl diese Sandsteinplatte durch die späteren Vorgänge in viele einzelne Schollen zerbrochen worden ist, welche in verschiedene Niveaus abgesunken sind; obwohl weiterhin Erosionen die Sandsteine an manchen Orten entfernt haben: so bildet diese Stufe doch einen wichtigen Orientirungshorizont, um die einzelnen Brüche und Verwerfungslinien, welche das ganze Mittelgebirge durchziehen, aufzufinden.

Unsere Sandsteine entsprechen den gleichalterigen „Braunkohlen-Sandsteinen“ der Salesiushöhe bei Osseg, vom Kl. Purberg bei Tschernowitz westlich von Komotau, von Altsattel im Falkenauer Becken, vom Steinberg bei Davidsthal u. s. w. Ferner sind sie mit der „Knollensteinstufe“ des nordsächsischen Oligocän in eine Parallele zu stellen.

Eine weitere Gliederung lässt diese mitteloligocäne Stufe derzeit nicht zu.

IV.

Während des oberoligocänen Zeitraumes (Aquitanien) war unser Gebiet der Schauplatz grosser vulcanischer Thätigkeit. Gleichzeitig wurden alle vorhandenen Ablagerungen in ihrer Gesammtheit in einzelne Schollen zerbrochen, welche mehr oder weniger tief einsanken. Die grösste Sprunghöhe dieser Verwerfungen resultirte entlang des Südfusses des Erzgebirges. Im Elbthale wird man dieselbe mindestens mit 600 Meter annehmen müssen, weiter gegen Westen steigert sie sich, gegen Osten nimmt sie ab.

Das grösste Interesse erregen die verschiedenen Eruptivmassen. Unser Mittelgebirge gab verschiedenen Eruptivgebilden Entstehung. Unter denselben überwiegen basaltische Gesteine, denen sich Tephrite und Phonolithe anreihen. Ganz untergeordnet treten Trachyte auf. Letztere sind als die kieselsäurereichsten Gesteine des ganzen Eruptivgebietes zu betrachten. Aber auch deren Kieselsäuregehalt erreicht nur 64·7%. Alle übrigen Eruptivgesteine des Gebietes besitzen einen geringeren Gehalt an Kieselsäure, die Phonolithe 58—54%, die Basalte und Tephrite noch weniger, so dass unser Mittelgebirge ein Eruptivgebiet darstellt, welches vorzugsweise durch basischere Eruptivmassen charakterisirt ist.

Es kann nicht Aufgabe dieser allgemeinen Uebersicht sein, die bis jetzt bekannten Fundorte der einzelnen Arten von Eruptiv-

gesteinen alle anzuführen. Solches Beginnen würde auch ohne beigegebene Karte keinen grossen Wert besitzen.

Die ältesten Eruptivmassen gehören basaltischen Gesteinen, dann basaltoiden Tephriten und Basaniten an. Diesen folgten die Ausbrüche von Phonolithen und von Trachyt. Den Abschluss in der Reihenfolge der Ausbrüche scheinen lamprophyroide Tephrite zu bilden. Diese letzteren schliessen sich den jüngst von Rosenbusch beschriebenen „Monchiquiten" innig an. Sie treten nur als intrusive Gänge auf, welche in die bereits verfestigten älteren Gesteinsmassen eindrangen, ohne sich zu Decken auszubreiten. Die älteren basaltoiden Tephrite hingegen bilden grössere Decken.

Gesteine basaltischen Charakters, Feldspathbasalte, Nephelin- und Leucitbasalte, ferner basaltoide Tephrite und Basanite treten vorzugsweise in Strömen oder in ausgebreiteten Decken auf. Am Rande des ganzen Mittelgebirges sind manche dieser Ströme durch spätere Erosion zum Theil zerstört, und es hält oft schwer, zu entscheiden, ob man eine Quellkuppe oder einen Theil eines Stromes vor sich hat. Im Innern des Gebietes lassen die Eruptivmassen einen besseren Zusammenhang erkennen. Hier treten auch Limburgite und Augitite auf. Von manchen derselben werden sich bei der eingehenden Untersuchung gewiss innige Beziehungen zu Basalten oder basaltoiden Tephriten nachweisen lassen.

Bei dem Dorfe Rongstock am linken Elbufer, ferner auf der rechten Seite der Elbe gegenüber von Rongstock am Leechenberge und bei Leschtine im Kleinpriesener Thale treten inmitten des gut erhaltenen Theiles des Mittelgebirges grobkörnige Gesteine tertiären Alters in Form stockförmiger Massen auf, welche durch ihre „eugranitische" Ausbildung auffallend an ältere Tiefengesteine erinnern. Wesentlich aus einem Plagioklas und basaltischem Augit oder Magnesiaglimmer bestehend, treten an manchen Stellen noch Sanidin und Nephelin als wesentliche Gemengtheile in das Gestein ein. Die nephelinfreie Entwicklung dieses Gesteines nähert sich dem Augitdiorit und Gabbro, die sanidinreiche dem Augitsyenit und die nephelinhaltige würde einen echten Theralith darstellen. Die Specialaufnahme und eingehende Untersuchung aller einschlägigen Verhältnisse wird auch über diese merkwürdigen Gesteine Licht verbreiten. Diese stockförmigen Gesteinsmassen haben in angrenzenden Mergeln der Bakulitenschichten nördlich von Rong-

stock am linken Elbufer, südlich von Pschüra am rechten und im Kleinpriesener Thale Contacterscheinungen in für tertiäre Eruptivgesteine nicht gewöhnlicher Intensität und Ausdehnung hervorgerufen, so dass es im Innersten des über 800 Meter radial messenden Contacthofes, der z. B. den Stock bei Rongstock umgibt, bis zur Entwickelung von Kalksilicathornfels mit Epidot-, Granat- und Quarzneubildung gekommen ist. Eine im Mantel des Rongstocker Stockes auftretende Breccie von Kalksilicathornfels führt silberhaltigen Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit und andere Schwefelmetalle. Auch im Contacthofe des Leschtinaer Stockes treten Schwefelmetalle häufig auf, wenn auch nicht so reichlich wie in der Umgebung des Stockes von Rongstock.

Ein Theil der phonolithischen Gesteine des böhmischen Mittelgebirges ist verhältnismässig reich an Plagioklasen. Gleichzeitig tritt der Nephelingehalt zurück. Dadurch wird ein theils tephritoider, theils trachytoider Zustand herbeigeführt. Das wird noch verstärkt durch eine grosse Neigung zur Umwandelung des Nephelins. Neben diesen tephritoid-trachytischen Phonolithen finden sich häufig echte Phonolithe vor. Phonolithe beiderlei Art sind in Form von Stöcken oder mächtigen, kurzen Strömen über das ganze Gebiet des Mittelgebirges vertheilt. In der nordöstlichen Umgebung jedoch nimmt deren Häufigkeit zu. Im Innern des Mittelgebirges schälen sich die Phonolithstöcke allmählich aus einer Hülle von Tuffen oder festen Eruptivmassen heraus. Im minder gut erhaltenen Theile des Gebietes, an der Peripherie des Mittelgebirges, ist die Entkleidung der Phonolithmassen beendet, und dieselben überragen als Dom, Kegel u. s. w. ihre Umgebung. Ob man „homogene Vulkane" im Sinne K. v. Seebach's darin zu erblicken hat, muss der eingehenden Untersuchung überlassen werden.

Echte Andesite scheinen dem Mittelgebirge zu fehlen. Manche Nephelintephrite, bei denen der Nephelingehalt ausserordentlich zurücktritt, weisen bei einer recht feinkörnigen Entwicklung ihrer Grundmasse fast die Structur der Andesite auf. Dann gibt es unter den vielen Intrusivgängen des Mittelgebirges solche, welche aus Gesteinen mit andesitischem Habitus bestehen.

Melilithbasalt ist bis jetzt nicht aus dem Mittelgebirge, sondern nur aus dessen nördlicher und östlicher Umgebung bekannt geworden.

Die vulkanischen Eruptionen lieferten im Mittelgebirge auch grosse Mengen loser Auswurfsmassen, die jetzt zu vulkanischen Tuffen in mächtigen Lagen gehäuft sind. Die Mehrzahl dieser Tuffe ist basaltisch; phonolithische Tuffe treten in verschwindender Menge auf, sie fehlen aber keineswegs. Trachytische Tuffe sind nicht bekannt.

In Verbindung mit den basaltischen Tuffen treten an wenigen Punkten Polirschiefer auf (Ferdinandshöhe bei Aussig, Leinisch, Mentau, Sulloditz u. s. w.), welche durch Aufnahme bituminöser Substanzen brandschieferartig werden können. Häufiger als Polirschiefer finden sich an der Basis der basaltischen Tuffe, zum Theil in Wechsellagerung mit ihnen, Ablagerungen von eigenthümlichen Thonen, Schieferthonen und tuffartigen sandigen Thonen, welche schwache Flötze einer Pechglanzkohle, oder auch anderer Braunkohle umschliessen. Flötze solcher Braunkohle sind an sehr vielen Orten des Mittelgebirges aus einem gewissen Horizonte über den oben genannten Sandsteinen bekannt, aber nur an wenigen Punkten lohnt die Kohle einigermassen den Abbau.

Die basaltischen Tuffe schliessen häufig vulkanische Bomben und Rapilli ein. Die Verbreitung der vulkanischen Bomben dürfte neben anderen auch ein Mittel an die Hand geben, die Ausbruchsherde für die basaltischen Gesteine annähernd zu bestimmen. Die Phonolithe und Trachyte sind entweder über ihrer Ausbruchsöffnung erstarrt oder doch nicht weit davon abgeflossen.

Die Eruptivgesteine haben in Berührung mit allen vor ihnen vorhandenen Gesteinen mehr oder weniger intensive und umfangreiche Contacterscheinungen hervorgerufen. Exogene Contactwirkungen sind in Kreidemergeln, tertiären Sandsteinen, Thonen, Braunkohlen bekannt. Noch wenig studirt ist exogene Contactwirkung in den Eruptivgesteinen. Desgleichen sind die endogenen Contacterscheinungen im Mittelgebirge derzeit noch soviel wie unbekannt.

Im grossen Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges erkennt man derzeit eine sehr grosse Anzahl einzelner Ausbruchsstellen der Eruptivmassen. Indess erscheint eine Angliederung vieler kleinerer an grössere centrale Ausbruchsstellen durchführbar, so dass die Reconstruction einzelner grösserer Vulkane der Tertiärzeit nicht unmög-

lich sein dürfte. Einige Krater von jüngeren, grossen Vulkanen mit theilweise noch erhaltenen Kraterwällen waren in den dermaligen Thälern der Elbe und Polzen gelegen. An sechs solcher alter Vulkane dürften sich nach den bisher gesammelten Beobachtungen reconstruiren lassen. Die genannten Flüsse durchbrachen leicht die Kraterwände und fliessen heute von Krater zu Krater.

Besonders die Wände dieser Krater sind durchsetzt von vielen jüngeren Intrusivgängen trachytischer, phonolithischer und tephritischer Gesteine. Ihre Menge nimmt im nördlichen Elbthal zu, im südlichen Theile des Elbthales (südlich von Aussig) hingegen treten solche Gänge nur in geringer Zahl auf.

Eine Thatsache verdient noch besonders hervorgehoben zu werden. Wie in anderen grossen Eruptivgebieten, so entströmten auch im böhmischen Mittelgebirge denselben Ausbruchsherden zu verschiedenen Zeiten verschiedenartige Eruptivmassen von sehr heterogener chemischer Beschaffenheit: zuerst Basalte, dann kieselsäurereichere Phonolithe und Trachyte, zuletzt wieder basischere Tephrite. Für die Erklärung dieser räthselhaften Erscheinung, die auch aus vielen anderen Eruptivgebieten bekannt ist, sind vielfach Theorien aufgestellt worden, von den „normalpyroxenischen" und „normaltrachytischen" Herden Bunsen's bis zur Abscheidung sauerer Theilmagmen durch locale Differenzirung aus einem sehr basischen Gesammtmagma Bäckström's. Da jede Eruption ein bis zu einem gewissen Grade localer Vorgang ist, in einem Eruptionsgebiete durch allgemein wirkende Kräfte hervorgerufen, so kann man sich die Verschiedenartigkeit der ausbrechenden Eruptivmassen wohl am ungezwungensten erklären durch die Annahme, dass bei der Eruption in unbekannter Erdtiefe verschiedenartiges Gesteinsmaterial durch Einschmelzen verflüssigt wird und nach dem Hervorpressen an die Oberfläche dann eben heterogen zusammengesetzte Gesteine liefert. Es ist hier nicht der Ort, dies näher auszuführen. Erwähnt mag nur sein, dass alle vulkanischen Vorgänge und deren Begleiterscheinungen bis auf das Ausströmen von *F*-haltigen Dämpfen sich leicht durch obige Annahme erklären lassen.

Während und nach Abschluss der Eruptionen im Mittelgebirge fand im Westen dieses Gebietes weiteres Einsinken statt. In dem dadurch entstandenen Becken setzten sich im Untermiocän (Helvétien) mächtige thonige Sedimente ab mit den reichen

Braunkohlenflötzen von Karbitz, Mariaschein, Ossegg, Dux, Brüx bis Komotau.

An wenigen Localitäten finden sich als rein örtliche Bildungen Süsswasserkalk und „Menilitopal“.

V.

Thalboden und die Sockel der Berglehnen vom Thale herauf sind im Mittelgebirge mit diluvialem Schwemmaterial bedeckt. Die ältesten Diluvialablagerungen reichen im Mittelgebirge bis über Meereshöhen von 260 Meter. Ihnen folgen jüngere, etwa in 200 Meter Meereshöhe. Letztere führen am Nordrande des Mittelgebirges Feuersteinsplitter. Deshalb muss ihr Alter als interglacial oder postglacial angenommen werden. Endlich erfüllen Diluvialablagerungen noch die tiefsten Stellen der Thalsohlen. Unter diesen jüngeren diluvialen Anschwemmungen sind wiederum drei Abtheilungen zu unterscheiden: zu unterst liegen grobe Schotter; darüber ungeschichtete moränenartige Wälle; zu oberst Sande und Lehm. Das gesammte Diluvium gliedert sich demnach in folgender Weise:

Jüngeres Diluvium	Sande und lehmige Sande, lössartiger Lehm, mit Antilope Saiga.
	Ungeschichtete moränenartige Wälle.
	Grober Schotter mit Rhinoceros tichorhynus und Elephas primigenius.
Aelteres Diluvium	Schotter über 200 Meter Meereshöhe, an manchen Orten mit Feuersteinsplittern.
	Schotter in Höhen über 260 Meter.

Eigenartige Gebilde sind die Bittersalz führenden Ablagerungen im Westen des Gebietes und das Pyropendiluvium am Südabhange des Mittelgebirges.

Im Schotter des älteren Diluviums überwiegen Quarze und Quarzite gegenüber den Mittelgebirgsgesteinen; Basalte, besonders aber Phonolithe treten ganz zurück. Der Abtrag des Mittelgebirges hatte noch keine grossen Dimensionen angenommen. Die Schotter des jüngeren Diluviums bestehen aus allen tertiären Gesteinen des Mittelgebirges, den Gneissen von Libochowan und Černosek, aus Plänerkalk, Quarzen und Kieselschiefern des Silurs, Sandsteinen des Rothliegenden u. s. w. Die Thalerosion im Mittelgebirge war vollendet, ein ungehemmter Transport deshalb möglich.

Schon das Material der älteren Diluvialschotter weist auf einen Transport, welcher im Mittelgebirge im allgemeinen die Richtung von Süd nach Nord einhielt.

In älterer Diluvialzeit war der Durchbruch des Elbthales noch nicht ganz vollendet. Man findet Schotterablagerungen noch in Höhen über 260 Meter Meereshöhe, 130 Meter etwa über dem heutigen Elbspiegel. Eine Stauung der Elbe bis 260 Meter Meereshöhe würde heute die Ueberflutung eines Theiles von Nord- und Mittelböhmen zur Folge haben. Namentlich würde dadurch auch das Braunkohlenbecken mit der gesammten „Seewiese“ (Meereshöhe 230 Meter) von Aussig westwärts bis Brüx und Görkau überflutet.

Heute sind die grossen Vulkane des Mittelgebirges zum grössten Theile zerstört und abgetragen. Nur ihre Ruinen stehen noch, aus denen der ehemalige Aufbau nur schwer und mühevoll zu erkennen ist.

Tetschen-Liebwerd, Anfang März 1892.

XXIX. Neue Beobachtungen aus den Gebieten der Cima d'Asta und des Monte Adamello.

Von Dr. **Wilhelm Salomon** in München.

Vier grössere Eruptivstöcke sind uns im östlichen Südtirol bekannt: die Dioritmasse von Klausen, die aus mannigfaltigen Eruptivgesteinen zusammengesetzten Stöcke von Predazzo und Monzoni und das im Wesentlichen granitische Massiv der Cima d'Asta. Die eruptive Natur dieser Gebilde erkannte man schon früh, und bei den drei erstgenannten Stöcken wurden auch bald sehr interessante Contactmetamorphosen der umgebenden Sedimente beobachtet. Nur bei der grössten und gewaltigsten der vier Eruptivmassen, dem Cima d'Asta-Granit, waren ähnliche Erscheinungen niemals bemerkt worden. Es war dies um so auffälliger, als ja die eruptive Natur des Gesteines keinem Zweifel unterlag. — Das Verdienst der ersten Entdeckung contactmetamorpher Gesteine, und zwar unmittelbar neben dem Granit, gebührt Herrn Dr. Rothpletz, der im Herbste 1890 bei einer Begehung des von Suess[1]) beschriebenen Profiles auf dem linken Ufer des Torrente Maso, in der Nähe des Granites, Gesteine vom Habitus contactmetamorphisch umgewandelter Phyllite fand. Er hatte die Freundlichkeit, mir diese zur mikroskopischen Untersuchung zu übergeben und mir auch die weitere Verfolgung seiner Entdeckung zu überlassen. Ich verwendete daher einen Theil des Sommers 1891 auf die Untersuchung der Grenzgebiete des Astastockes und theile im folgenden die wichtigsten Resultate meiner Arbeiten mit, wobei ich mir indessen ausführlichere Publicationen über den Gegenstand vorbehalte.

An 8 verschiedenen Punkten der Peripherie des Granitstockes beobachtete ich typische Contactgesteine, und zwar 1. auf dem rechten Ufer des Torrente Maso als Einschluss im Granit, 2. auf dem linken Ufer des Torrente Maso oberhalb Scurelle, 3. bei Bienno, 4. in einer mächtigen, vom Granit umschlossenen Scholle

---

[1]) E. Suess, Ueber die Aequivalente des Rothliegenden in den Südalpen. Taf. I, Fig. 1 in Sitzber. d. k. Akad. d. Wissensch. Bd. LVII, I. Abth., 1868, Wien.

westnordwestlich von Malga Orenna [1]), 5. in der schmalen Schieferzone, welche östlich von Malga Orenna den Granit begleitet [1]), 6. bei Canale San Bovo, 7. bei Cauria, 8. im mittleren Val Calamento. Aus der Lage dieser rings um den Granitstock zerstreut gelegenen Punkte geht hervor, dass die Eruptivmasse ringsum von einer Contactzone begleitet wird. Die Gesteine derselben sind charakterisirt durch das Auftreten von Mineralen, welche in dem umgebenden Grundgebirge gänzlich fehlen (Andalusit, Cordierit, Spinell) oder doch nicht in gleicher Menge und Art der Ausbildung auftreten (Biotit). Sie zeigen vielfach die eigenthümlichen, für Contactgesteine charakteristischen [2]) Contactstructuren und stimmen im Habitus mit den aus der Schiefercontactzone des Adamellogebietes bekannt gewordenen metamorphen Gesteinen zum Theil ganz auffällig überein. Die mit dem Granit in Contact tretenden und metamorphosirten Gesteine gehören der Quarz- und Gneissphyllitgruppe Stache's an. Die in der Gegend der Malga Orenna bis in grosse Nähe des Granites verfolgbaren, aber durch gewaltige Verwerfungen von ihm getrennten, mesozoischen Sedimente sind vollständig unverändert. Die Mächtigkeit der Contactzone ist eine sehr verschiedene je nach dem petrographischen Charakter der den umwandelnden Processen unterworfenen Gesteine. Quarzite ohne wesentliche Merkmale einer Metamorphose trifft man selbst in grosser Nähe des Granites an. Umgekehrt aber treten cordierit- und andalusitreiche Contactgesteine zum Theil in Entfernungen von mehreren hundert Metern von der Grenze auf. Der Granit entsendet in die ihn umgebenden Schiefer breitere und schmälere Apophysen (Canale San Bovo, mittleres Val Calamento beim Val di Pupille, Torrente Maso). Die Contactfläche zwischen ihm und den Schiefern ist unregelmässig gestaltet. Schiefer und Granit haben sich im allgemeinen gegenüber den grossen tektonischen Störungen, welche das Gebiet betrafen, wie eine einheitliche Masse verhalten. — Kein Anzeichen spricht dafür, dass der Quarzporphyr der Lagorai-Berge als eine Effusivfacies des Granites anzusehen sei, da auch im mittleren Val Calamento, wo beide dicht nebeneinander beobachtet werden können,

---

[1]) Die hier gesammelten Stücke verdanke ich den Herren E. Böse und H. Finkelstein.

[2]) Vergl. Salomon, Ueber einige Einschlüsse metamorpher Gesteine im Tonalit. 1891, Beilageband VII des Neues Jahrb. f. Min. etc., pag. 482—483.

petrographisch vermittelnde Uebergangsglieder vollständig fehlen. Wahrscheinlich erstarrte der Astagranit, ebenso wie der Tonalit des Monte Adamello unterirdisch unter einer dicken Kruste älterer Sedimente und wurde erst spät durch Denudation und Erosion davon befreit.

Auch in der **Adamellogruppe** habe ich eine Reihe neuer Beobachtungen gemacht, die mir allgemeines Interesse zu verdienen scheinen, und die deshalb, obwohl sie gleichfalls noch Gegenstand ausführlicherer Publicationen sein werden, an dieser Stelle vorläufig mitgetheilt werden mögen. — In dem nordöstlichen, in der Cima Presanella culminirenden Abschnitt des Adamellogebirges beobachtete Lepsius [1]) rings um den Tonalit eine Zone von grobkörnigem, stellenweise Hornblendekrystalle führendem Gneiss. Er glaubte zu beobachten, dass derselbe an dem Tonalit scharf abschneide und demgemäss als ein Glied der Formation der krystallinen Schiefer aufzufassen sei. Nach ihm untersuchte Stache [2]) dieselbe Gneisszone und drückte seine Resultate wie folgt aus: „Der nordöstliche Abschnitt (nämlich des Adamellogebirges), im wesentlichen das Presanellagebirge, zeigt vom Val Seria (westlich des Tonale) im Norden bis südwärts vom Val di Genova eine einerseits in den eigentlichen Tonalit, andererseits in die phyllitischen Gneisse Uebergänge zeigende Umhüllungszone eines durch Hornblendekrystalle charakterisirten Gneisses, den man am besten als Tonalitgneiss bezeichnet. Hierdurch ist die enge Verbindung des Tonalitstockes mit der umgebenden krystallinischen Gneiss- und Schieferformation gegeben und das hochprimäre Alter desselben festgestellt.“ Diese Anschauung gab er indessen auf Grund neuerer Beobachtungen wieder auf und sagte in seiner letzten hierauf bezüglichen Publication [3]): „Welches Bildungsalter und welche Bildungsweise dem Tonalit der nördlichen Presanellamasse mit ihrer rindenartigen Tonalitgneissdecke und dem Granit des centralen Adamello zugeschrieben werden muss, darüber will ich mich hier noch nicht äussern.“

---

[1]) Das westliche Südtirol. Berlin 1878, pag. 28, 192—194, 196 u. a. a. O.

[2]) Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1879, pag. 303.

[3]) Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1880, pag. 255. — Auf die interessanten Beobachtungen Teller's (Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1886, pag. 717—721) werde ich später noch zurückführen.

Um nun diese Fragen zu lösen, besuchte ich im Herbst 1891 eine Reihe von Punkten der erwähnten Tonalitgneisszone und kam dabei ebenso wie Stache zu der Ueberzeugung, dass sich eine scharfe Grenze zwischen Tonalitgneiss und Tonalit nicht ziehen lässt, dass sie vielmehr beide ganz allmählich in einander übergehen. Andererseits aber machte ich im Val Narcane und auf der Ostseite des Passo Tonale die Beobachtung, dass der Tonalitgneiss nach aussen von einer typisch entwickelten Zone von Contactgesteinen in derselben Entwicklung wie an dem 18 Kilometer in der Luftlinie westlich entfernt gelegenen Monte Aviolo [1]) begrenzt wird und stellenweise (Val Narcane) sogar Gänge in die Contactzone entsendet. Ich kann mich daher nicht den Anschauungen der genannten Forscher anschliessen, sondern glaube, dass der Tonalitgneiss nur eine flaserig struirte Modification des Tonalites, also eruptiver Natur und von gleichem Alter wie die übrige Tonalitmasse ist. Es war nun von vorneherein klar, dass man die Ursache, welche jene vielfach so deutlich ausgesprochene Parallelstructur hervorrief, nur in zwei Phänomenen suchen konnte. Entweder nämlich mussten die jetzt parallel angeordneten Gemengtheile des Tonalites schon bei der Erstarrung ihre jetzige räumliche Lage erhalten haben, oder sie erhielten dieselbe erst nach vollendeter Krystallisation, und zwar durch dynamische Vorgänge. Im ersteren Falle hätten wir es mit einer infolge ihrer peripherischen Lage absonderlich erstarrten Gesteinsmodification zu thun. Im anderen Falle würden wir die gneissartige Structur des Tonalites als ein Product der Dynamometamorphose auffassen müssen. Um diese Frage zu entscheiden, untersuchte ich eine grössere Anzahl von „Tonalitgneiss-“ Stücken, die ich an verschiedenen Punkten gesammelt hatte, auch mikroskopisch. Hierbei zeigte es sich, dass, während im normalen Tonalit Druckerscheinungen zwar nicht gerade selten, aber doch im allgemeinen auch nicht sehr häufig auftreten, hier kaum ein Mineralindividuum zu finden ist, welches nicht in optischen Spannungen, in Biegung, Zerbrechung und mehr oder weniger vollständiger Zertrümmerung und Zermalmung jene Wirkungen des Gebirgsdruckes erkennen lässt, welche man gewöhnlich unter dem Namen „Kataklase“ zusammenfasst. Ich glaube daher zu der Annahme berechtigt zu sein, dass die Parallelstructur der gneissartigen Modification des Tonalites

[1]) Vergl. Salomon, Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1890. Geolog. u. petrograph. Studien am Monte Aviolo.

als ein Product der Dynamometamorphose, der „Tonalitgneiss" selbst als eine dynamometamorphe Modification des Tonalites aufzufassen ist. Diese Anschauung erhält eine weitere Bestätigung durch die Thatsache, dass das Auftreten des „Tonalitgneisses", den man nun wohl besser als „gneissartigen Tonalit" bezeichnen wird, an die Nähe grosser tektonischer Störungslinien des Gebirges geknüpft ist. Denn unmittelbar neben dem südwestlich-nordöstlich verlaufenden Theil der gneissartigen Zone geht die bekannte Judicarienbruchlinie entlang. Im Süden aber, wo die Tonalitgrenze weiter nach Westen zurücktritt, sich also von jener colossalen Verwerfung entfernt, da nimmt auch der Tonalit, selbst in der Nähe der Grenze, wieder seine normale Structur an. Ebenso finden wir auf der Nordseite des Presanellagebirges in unmittelbarer Nähe unserer gneissartigen Zone eine wichtige tectonische Linie, welcher zwischen Dimaro im Val di Sole und Colico am Comersee eine grosse Reihe von tiefen Einsenkungen, nämlich Val di Sole, Val Vermiglio, Passo Tonale, obere Val Camonica, Val d'Aprica und unteres Veltlin ganz deutlich folgen. Ich überzeugte mich davon, dass bei Ponte di Legno (in der Val Camonica) das hochkrystalline, wesentlich aus Gneissen und Glimmerschiefern bestehende nördliche Gebirge an dieser Linie abschneidet und dem südlich davon im Val Narcane auftretenden Phyllitgebirge Platz macht. Weiter im Westen, wo der Tonalitgneiss verschwindet, tritt einerseits die Tonalitgrenze mehr nach Süden zurück, andererseits beobachtet man (z. B. oberhalb Edolo) ganz deutlich, dass das südliche Phyllitgebirge in gleicher Ausbildung und Schichtstellung den Oglio überschreitet. Entweder also stimmt hier der Verlauf der Verwerfung nicht genau mit dem der orographischen Einsenkung überein, was ja auch bei der Judicarienlinie im Meledriothal [1]) und bei Bondo [2]) vorkommt; oder es muss die Sprunghöhe der Verwerfung an dieser Stelle auf ein sehr unbedeutendes Maass reducirt sein. Auch hierfür sind Beispiele bekannt [3]); und für diese Auffassung scheint auch die auffallende Knickung der Richtung des Hauptthales zwischen Edolo und Incudine zu sprechen. Wir finden also auch auf der Nordseite des Adamellogebirges, dass der Tonalit seine ursprüng-

[1]) Lepsius, l. c. pag. 192.

[2]) Bittner, Ueber die geolog. Aufnahmen in Judicarien u. Val Sabbia. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1881, pag. 232 und 368.

[3]) E. Suess, Das Antlitz der Erde. 1885, Bd. I, pag. 170.

liche Structur nur dort verloren hat, wo jene Störungslinie in der Nähe des Eruptivgesteines verläuft.

Aus dem Angeführten geht hervor, dass das Auftreten der dynamometamorphen, gneissartigen Modification des Tonalites an die Nähe von Linien geknüpft ist, längs welcher gewaltige Bewegungen des Gebirges stattgefunden haben, und in deren Nachbarschaft die bewegten Gesteinsmassen naturgemäss auch ungeheuren Pressungen ausgesetzt waren.

Ich habe jetzt noch über eine Reihe von Beobachtungen zu berichten, welche sich auf die Ausdehnung, Gestalt und Natur der Contactzone des Tonalites beziehen, muss aber vorher noch ganz kurz den gegenwärtigen Stand unserer Kenntnisse über diesen Gegenstand darstellen. Nachdem die Contactmetamorphose der permischen und triassischen Schichten am Südrande des Adamellostockes durch Trinker, Escher v. d. Linth und namentlich Lepsius bekannt geworden war, untersuchte Stache[1]) die Grenzgebiete des Tonalites und entdeckte dabei auf der ganzen Westseite des Gebirges eine bis dahin unbekannt gebliebene, sehr merkwürdige „Randzone, bestehend aus eigenthümlichen feingebänderten Schiefern, Lagen von krystallinischen, Granat führenden Kalksteinen und lagerförmigen Massen von dioritischen Gesteinen“. Er nahm an, dass diese Bildungen „zum grössten Theil den unteren Servinoschichten von Paspardo äquivalent“ wären, hielt sie aber für eine besondere „epikrystallinische, oder auch subvulcanische Facies, die unter dem anormalen Verhältnis eines wiederholten Wechsels mit dioritischen Decken grösstentheils ursprünglich in ihrer jetzigen Beschaffenheit abgelagert und nur regional oder local nach erfolgtem Absatze metamorphosirt wurde“. Besonders interessant war seine Wahrnehmung, dass diese Zone nordöstlich des Lago d'Arno unregelmässig schleifenförmig über den Gebirgskamm hinweggreifend auf dem Tonalit aufliegt. Diese wertvollen Beobachtungen kann ich auf Grund meiner zahlreichen in den Jahren 1888—91 unternommenen Touren in dieser Gegend durchaus bestätigen. Nur weiche ich in der Auffassung jener Randzone erheblich von Stache ab, denn ich halte sie auf Grund

[1]) G. Stache, Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1879, pag. 300 bis 310; 1880, pag. 252—255. Im folgenden sind die Citate nicht ganz wörtlich, sondern etwas abgekürzt, aber getreu dem Sinne nach wiedergegeben.

makroskopischer und mikroskopischer Untersuchungen für die normale Contactzone [1]) des Tonalites. Ich glaube diese Auffassung in meiner Arbeit über den Monte Aviolo [2]) für einen Theil derselben mit Sicherheit nachgewiesen zu haben, wusste aber damals noch nicht sicher, ob die von mir beobachtete Randzone wirklich mit der Stache'schen identisch sei. Jetzt indessen, nachdem ich eine Reihe von zweifellos zu dieser gehörigen Punkten besucht habe, muss ich die Identität beider behaupten. — Wenn man bedenkt, dass Stache bei seinen vor mehr als 12 Jahren erfolgten Aufnahmen mikroskopische Untersuchungen nicht zu Gebote standen, so wird man es sehr verzeihlich finden, dass dieser scharf beobachtende und um die Erforschung der Adamellogruppe so hoch verdiente Gelehrte in der Deutung seiner durchaus richtigen Wahrnehmungen einen Irrthum beging.

Nach diesen Bemerkungen nenne ich kurz die Punkte, an denen ich auf der Nordwestseite des Adamellogebirges die Contactzone beobachtete und untersuchte: 1. Auf der ganzen Linie vom Lago d'Arno über den Passo della Forcellina hinweg bis unterhalb des Lago di Campo (vergl. Suess, l. c. pag. 316—317), 2. unterhalb Lincino in der Valle dell'Adamè, 3. auf der Forcella di Boss zwischen Valle dell'Adamè und Val di Salarno, 4. unterhalb der Alpe Macesso im Val di Salarno, 5. unterhalb der Prati di Frino im Valle Malga, 6. am Lago Baitone, 7. auf der Forcella di Bombià, 8. am Corno delle Granate, 9. am Passo Gallinera, 10. um den ganzen Monte Avìólo herum.

Auf der Nordseite ist mir die Contactzone von den folgenden Punkten bekannt: 11. Kessel von San Vito, 12. Val d'Avio, 13. Val Narcane, 14. Passo Tonale, über den hinweg eine Schieferzone zwischen der Strasse und dem Tonalite zieht.

Endlich habe ich auf Grund der von Lepsius gegebenen Notiz auch das Val San Valentino auf der Ostseite besucht und auch dort typische Cordierit- und Andalusitcontactgesteine in grosser Mächtigkeit aufgefunden. [3]) Nachdem ich ausserdem jetzt auch zahlreiche

---

[1]) Im Sinne von „contactmetamorphe Zone".

[2]) Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1890, pag. 450—556.

[3]) Von Staurolith habe ich allerdings nichts sehen können. Vergl. Lepsius, l. c., wo einmal, pag. 29, nur Andalusit, einmal, pag. 198, nur Staurolith, einmal, pag. 151, beide angegeben sind.

Punkte der südlichen, aus umgewandelten Trias- und Permschichten bestehenden Contactzone besucht habe, das von Curioni[1]) erwähnte merkwürdige Vorkommen einer mitten in dem Eruptivgebiet auf dem Tonalit aufsitzenden keilförmigen Triaskalkscholle am Passo della Rossola untersucht und gleichfalls als contactmetamorph befunden habe, glaube ich jetzt mit absoluter Sicherheit Folgendes behaupten zu können: Der Tonalit wurde als glutflüssiges Magma in unregelmässige, unterirdische, wahrscheinlich gleichzeitig mit der Injicirung sich bildende Hohlräume eingepresst und metamorphosirte die ihn rings umgebenden, untereinander verschiedenaltrigen, im Verhältnis zu ihm aber älteren Sedimente sämmtlich ausnahmslos. Wie langsam übrigens die Erstarrung seines Magmas in den von der Peripherie entfernten Theilen vor sich gegangen sein muss, dafür existirt ein schöner Beweis in einer eigenthümlichen, im Val di Dois (südwestliche Adamellogruppe) auftretenden Tonalitvarietät, in der bei ungefähr normaler Proportion zwischen den Dimensionen der verschiedenen Gesteinscomponenten einzelne Hornblendekrystalle bis 29 Centimeter Länge erreichen.

Der Verlauf der Grenzlinie zwischen dem Tonalit und dem anstossenden Sedimentgebirge ist fast überall ein unregelmässiger. Im Val San Valentino zieht sich eine mächtige keilförmig verjüngte Schieferzunge in den Tonalit hinein. Am complicirtesten aber sind die Verhältnisse zwischen Monte Aviólo und Valle Malga, wo der Tonalit zahlreiche mehr oder weniger breite Ausläufer in die Schiefer entsendet, während diese in unregelmässigen Lappen, Streifen, Fetzen und Keilen in das Eruptivgebiet eindringen.

Berücksichtigt man diese Unregelmässigkeiten im Verlaufe der Contactlinie, so wird man nicht fehl gehen, wenn man die Gesammtlänge der Contactzone des Adamellostockes auf mehr als 100 Kilometer ansetzt. Erinnert man sich nun ferner der ausserordentlichen Breite dieser Zone, der grossen Mannigfaltigkeit in der Zusammensetzung der Gesteine, welche an ihrem Aufbau betheiligt sind, so wird man zugeben müssen, dass wir es hier mit dem weitaus grossartigsten aller alpinen und wohl auch der meisten europäischen Contactgebiete zu thun haben.

---

[1]) Giulio Curioni, Ricerche geologiche sull'epoca dell'emersione delle rocce sienitiche (Tonalite) della catena u. s. w. Mem. Ist. Lomb. XII, pag. 344—345.

XXX. Beiträge zur Mineralogie Böhmens.

Von **Friedrich Katzer.**

I. Arsenopyrit und Quarz von Petrowitz.

Das mittelböhmische Granitgebirge umschliesst nebst mehreren kleinen Schollen und Fetzen vier grosse Phyllitinseln, welche die zersprengten und vor gänzlicher Abtragung bewahrten Ueberreste einer einst zusammenhängenden Phyllitdecke vorstellen. Wesentlichen Antheil daran, dass sich diese Reste erhalten konnten, scheinen Dislocationen zu haben, deren Wahrzeichen die zahlreichen Quarzgänge sind, welche die Phyllitinseln besonders in der östlichen Grenzzone begleiten und namentlich in der Hoch-Chlumetz-Schönberger Insel fast in eine Art Pfahl verbunden werden könnten.

Auf solch einem Gange in der Grenzzone, aber noch im Bereiche des Granites, wird westlich von Petrowitz (einem Pfarrdorfe südsüdöstlich von Selčan an der Strasse von Schönberg nach Mühlhausen) in einem offenen Bruche Quarz zu Zwecken der Glasfabrication gewonnen. Der Quarzfels ist vorwaltend von rein weisser Farbe, am frischen Bruche von etwas flaserigem Aussehen und besitzt Fettglanz oder schwachen Glasglanz. Er wird ziemlich reichlich von rostig angelaufenen Klüften durchschwärmt, wodurch besonders in den obersten Partien stellenweise eine rostbraune Färbung verursacht wird. Hie und da stösst man im Quarzfels auf unregelmässige Hohlräume oder Klufterweiterungen, welche in der Regel mit einer rostbraunen, erdig feuchten oder auch harten kieseligen Masse ausgefüllt sind, in welche von den Wänden der Hohlräume Quarzkrystalle hineinragen.

Einzelne dieser Krystalle sind 10—15 Centimeter lang, wohl auch darüber; die meisten aber sind bedeutend kleiner. Von der verhärteten rostbraunen Ausfüllungsmasse der Hohlräume lassen sie sich häufig nicht gut loslösen, oder bleiben doch mit einer Kruste derselben bedeckt. Selten sind sie vollkommen klar und durchsichtig, in welchem Falle sie in der Regel eine gelbliche Farbe besitzen; meist werden sie durch verschiedene, nicht näher bestimmte Einschlüsse getrübt. Die grösseren Krystalle sind oft rauchbraun. An

allen Krystallen, welche ich gesehen habe, waren nur die Flächen:

$$\begin{matrix} p & z & a \\ (10\bar{1}1) & (01\bar{1}1) & (10\bar{1}0) \\ R & -R & \infty R \end{matrix}$$

und zwar das Prisma vorwaltend, entwickelt, die Rhomboëderflächen gewöhnlich nur an einem Ende vollkommen, am anderen Ende, wie bei sitzenden Krystallen ja nicht anders möglich, nur zuweilen theilweise ausgebildet.

In den tieferen Partien des Bruches, etwa 5—6 Meter unter der Oberfläche, erscheinen im Quarzfels kleine Nester, sowie Schlieren und bis 1 Centimeter mächtige Adern von Arsenopyrit, die angeblich desto häufiger werden, je tiefer man in diesem Theile des Quarzbruches vorschreitet. Möglicherweise sind sie die Anzeichen bedeutenderer Erzmengen in grösseren Tiefen.

Der Arsenopyrit ist vorwaltend derb, von deutlich körniger Textur; nur zuweilen erscheinen in den kleinen Nestern einzelne Individuen besser entwickelt als kurz säulenförmige Krystalle der gewöhnlichen Formen. Dasselbe gilt von den dem Quarz vereinzelt eingesprengten Körnern. Die Farbe des Arsenopyrites ist lichtstahlgrau, die Härte fast 6, das specifische Gewicht (als Mittel von drei Bestimmungen mittelst Pyknometer) 6·107.

An entblössten Stellen pflegt der Arsenopyrit von einem graugrünen Verwitterungsproduct (Skorodit?) bedeckt zu sein.

2. Sphalerit und einige andere Lamprite von Heraletz.

Das böhmisch-mährische Hochland ist reich an Erzgängen, welche in früheren Zeiten Gegenstand eines lebhaften Abbaues waren. Eine ganze Zone solcher Gänge erstreckt sich von Kuttenberg über Deutschbrod bis Iglau in Mähren, und zahlreiche, zum Theil uralte Pingen und Halden in diesem Zuge geben Zeugnis von dem regen Bergbau, der hier ehemals umging.

Dieser Gangzone gehören auch die sehr alten, längst verwachsenen Halden an, die in der Gegend von Heraletz, östlich von Humpoletz, vorhanden sind und derer, soviel mir bekannt, bisher in der Literatur nicht besonders Erwähnung geschieht. Auf diesen Halden findet man hauptsächlich Sphalerit, welchen die Alten bekanntlich nicht zu verwerten verstanden; nebstdem aber auch

eine Reihe anderer Lamprite, sowie Siderit, Limonit (als Zersetzungsproduct) und Quarz als Gangmittel.

Von den Lampriten ist Galenit der seltenste, denn er war höchst wahrscheinlich das Erz, welchem der Abbau eigentlich galt, und ist daher nur in geringen Abfällen auf die Halden gerathen. Sehr selten scheint auch Chalkopyrit zu sein. Etwas häufiger kommt Arsenopyrit von lichtstahlgrauer bis fast silberweisser Farbe vor, und zwar in der Regel derb, eingesprengt in Siderit. Er enthält Spuren von Silber. Recht gemein ist dagegen Pyrit, zuweilen von auffallend goldgelber Farbe und sehr starkem metallischen Glanz. Des Siderites wird weiter unten besonders gedacht werden. Die Gangart ist weisser Quarz, welcher auch nicht selten, namentlich im Verbande mit Siderit in 0·5—2 Centimeter langen, meistens wasserklaren prismatischen Krystallen der gewöhnlichen Formen auftritt. Zur genaueren Feststellung der Paragenesis dieser Minerale waren die mir zu Gebote stehenden Stücke, welche ich hauptsächlich einer freundlichen Sendung des Herrn Bürgerschuldirectors G. Kobliha verdanke, leider nicht geeignet. Gewöhnlich sitzt auf Quarz Sphalerit und Pyrit, zuweilen mit etwas Siderit (und Limonit), oder die Reihenfolge ist: Quarz, Siderit, Arsenopyrit und etwas Pyrit, oder: Quarz, Galenit. Stücke, wo alle genannten Minerale beisammen wären, sind mir nicht vorgekommen.

Sphalerit ist, wie erwähnt, nebst Siderit auf den Halden das gemeinste Mineral, aber nur sehr selten findet man Andeutungen einzeln entwickelter Krystallindividuen. Gewöhnlich ist der Sphalerit derb und grobkörnig, von dunkelgrauer bis schwarzer Farbe mit einem Stich in's Röthliche. Der Strich ist schmutzigbraun, die Härte unter 4, das specifische Gewicht als Mittel von drei Bestimmungen mittelst Pyknometer bei 18° C. 3·78 (möglicherweise infolge des nicht ganz frischen Zustandes des Minerales). Die qualitative Analyse ergab nebst den normalen Bestandtheilen einen bedeutenden Eisengehalt und Spuren von Mangan (Sodaprobe).

3. Siderit von Heraletz.

Das zweite auf den Halden bei Heraletz gewöhnlichste Mineral ist Siderit. Derselbe erscheint, nach den Fundstücken zu urtheilen, mit Quarz in grösseren körnigen Massen, in welche, wie schon oben

bemerkt wurde, zuweilen Arsenopyrit eingesprengt ist. Dieselben sind von krystallinisch körnigem Gefüge, von gelblichgrauer bis bräunlicher Farbe und an der Oberfläche der Fundstücke mit einer Limonitkruste bedeckt. In einzelne kleine Hohlräume ragen die Endigungen des körnigen Siderites in Gestalt von Drusen höchstens linsengrosser Krystalle hinein. Die Krystalle sind meistens einfache Rhomboëder, jedoch auch Combinationen kommen vor. Sie besitzen eine braune, etwas in's Gelbliche gehende Farbe, die stets dunkler ist als jene des körnigen Aggregates, sind an den scharfen Kanten schwach durchscheinend und zeigen ziemlich lebhaften Glasglanz. Die Härte beträgt etwa 4, das specifische Gewicht (Bestimmung wie oben) 3·82.

Die Aggregate sind stets von Quarz stark durchsetzt. Die quantitative Analyse einer scheinbar nicht verunreinigten Probe des körnigen Siderites ergab 18·73 Procent unlöslichen Rückstand (wesentlich SiO_2).

4. Wollastonit vom Orlíkberge bei Humpoletz.

Am südwestlichen, der Stadt Humpoletz zugewendeten Gehänge des Orlíkberges, und zwar fast am Fusse desselben, kommt, wie es scheint, in der Contactzone eines dort dem eigenthümlichen Granitgneisse eingeschalteten Kalksteinlagers, in ziemlich bedeutenden Lagen Wollastonit vor. Die näheren Verhältnisse des Vorkommens werde ich bei nächster Gelegenheit genauer zu ermitteln suchen und hoffe dann auch über eine Anzahl anderer Minerale dieses reichen Fundortes Mittheilung machen zu können.

Der Wollastonit bildet radial-feinstängelige und faserige Aggregate von weisser, grünlichweisser oder schwach röthlicher Farbe. Sie sind stets von körnigem Kalkspath ziemlich reichlich durchdrungen und umschliessen auch Körnchen, oder zuweilen grössere Partien eines hellgrünen, glasglänzenden Minerales (Silicates?), welches von Salzsäure nicht merklich angegriffen wird, vorläufig aber nicht näher untersucht wurde.

Die Wollastonitaggregate besitzen meist Perlmutterglanz, die einzelnen feinstängeligen Krystalle besonders auf den Spaltflächen starken Glasglanz. Die Wollastonitfasern fügen sich manchmal nicht radial, sondern parallel an einander und bilden dann Lagen von asbestartigem Aussehen.

5. Andalusit von Čejov.

Beiläufig eine Wegstunde nordöstlich von Humpoletz, östlich vom Dorfe Čejov wird das dortige Cordieritgestein (siehe weiter unten) von Pegmatitgängen durchsetzt. Im Walde am Fahrwege nach Braňsoudov ist der Pegmatit sehr reich an Muscovit und enthält nebst seinem normalen Bestandtheil: weissem körnigen Quarz, einzelne tiefblaue Cordieritkörner und in grösserer Menge Andalusit.

Dieses letztere Mineral besitzt in der Regel eine prachtvoll rosenrothe, seltener eine schmutzig röthlichgraue Farbe. Es erscheint in säulenförmigen, etwa federkielstarken, 2—4 Centimeter langen Krystallen, die an den Endungen entweder in Glimmer übergehen, oder doch in denselben so eingewachsen sind, dass sie von demselben nicht rein getrennt werden können, häufiger aber in radialstängeligen oder eigenthümlich körnigen Aggregaten, in welchem Falle zuweilen auch die Prismenflächen derart vom Muscovit umhüllt werden, dass es den Anschein gewinnt, als ob sich der Andalusit allmählich aufblättern und in den Glimmer übergehen würde. An frischen Anbrüchen sieht man aber häufig, dass der Andalusit dem Glimmer gegenüber doch scharf begrenzt ist.

Die Härte des Andalusites sinkt in den Aggregaten zuweilen bis auf 5, die Prismenflächen der Einzelkrystalle werden aber von Quarz nicht geritzt, die Härte beträgt also etwas über 7. Die Krystalle zeigen matten Glasglanz bis Fettglanz und sind nur an den Kanten schwach durchscheinend.

6. Zusammensetzung des Turmalins von Kuhrau und von Benitz.

In diesen „Mittheilungen“ (Bd. IX, 1887, pag. 410) habe ich ein Turmalinvorkommen von Kuhrau an der mährischen Grenze beschrieben und zugleich angezeigt, dass sich die quantitative Analyse des Minerales in Arbeit befindet. Ebendort wird eines Turmalinvorkommens aus der Contactzone zwischen Phyllit und Granit bei Straschin (nordöstlich von Říčan) gedacht und eine Analyse angeführt, in welcher mir der auffallend hohe Kalkgehalt zu einigen Bedenken Veranlassung gab. Seitdem ist eben auch aus der Contactzone zwischen Phyllit und Granit bei Benitz nördlich von Neweklau ein Turmalin analysirt worden, welcher ebenfalls einen un-

gewöhnlich hohen Kalkgehalt aufweist, so dass sich die Vermuthung aufdrängt, dieses eigenthümliche chemische Verhalten des unter analogen Verhältnissen auftretenden Minerales könnte vielleicht auf die Contactwirkung zurückzuführen sein.

Die Ergebnisse der Analyse des Turmalins von Benitz sind von J. Formánek zwar schon in Prof. K. Preis' Zeitschrift „Listy chemické", X, pag. 71, veröffentlicht worden; zur Erleichterung eines Vergleiches sei jedoch gestattet, sie auch hier anzuführen.

	Turmalin von Kuhrau	Turmalin von Benitz
SiO_2	36·28%	35·53%
Al_2O_3	31·59 „	30·73 „
B_2O_3	8·76 „	5·59 „
FeO	7·25 „	5·67 „
Fe_2O_3	6·79 „	7·67 „
MnO	1·41 „	1·17 „
CaO	0·92 „	3·16 „
MgO	2·60 „	2·82 „
Na_2O	1·28 „	4·38 „
K_2O	0·41 „	0·63 „
F	0·59 „	0·12 „
H_2O	2·51 „	2·86 „
	100·39%	100·33%
Correct. f. F. . .	0·25 „	0·05 „
	100·14%	100·28%

In der Mittheilung der Analyse des Turmalins von Benitz (l. c.) wird blos erwähnt, dass die Borsäure direct nach Marignac's Methode bestimmt worden sei und dass der Gesammtwassergehalt aus 0·28 hygroskopischen und 2·58 Procent chemisch gebundenen Wassers bestehe.

Zu der Analyse des Turmalins von Kuhrau sei Folgendes bemerkt.

Die Analyse wurde im chemisch-analytischen Laboratorium des Herrn Prof. K. Preis an der böhmisch-technischen Hochschule in Prag von Herrn K. Hrach im December 1887 sehr gewissenhaft ausgeführt. Ich selbst nahm zur Revision nur eine Eisenoxydulbestimmung (nach Mitscherlich's Methode) vor, die 7·33 Procent *FeO*

ergab, und bestimmte den Glühverlust mit 2·94 Procent. In Betreff des Eisenoxyduls war also die Uebereinstimmung mit Herrn Hrach's Resultat eine sehr gute, wogegen sich der Glühverlust um 0·43 Procent höher stellte als der durch directe Wägung bestimmte Wassergehalt. Ob der ziemlich bedeutende Eisenoxydgehalt durch Anwitterung des Minerales erklärt werden kann, möchte ich nicht entscheiden, denn es bleibt auffallend, dass man kaum einen gemeinen schwarzen Turmalin (Schörl) finden wird, in welchem Eisenoxyd nicht nachzuweisen wäre. Die Bestimmung des Borgehaltes geschah nach der von Bodewig modificirten Methode von Marignac, die Bestimmung der Alkalien nach Smith's Methode. Li_2O und TiO_2 können nach der qualitativen Analyse höchstens in Spuren vorhanden sein und konnten deshalb bei der quantitativen Analyse vernachlässigt werden.

Berechnet man aus den Analysen die Atomzahlen, so findet man, dass das Atomverhältnis $B:Al$ bei dem Turmalin von Benitz annähernd 1:3, bei dem Turmalin von Kuhrau fast genau 2:5 ist, welches letztere Verhältnis nach Rammelsberg zu den seltenen gehört. Bei den durch die neuesten diesbezüglichen Arbeiten schwankend gewordenen Ansichten hielt ich es vorläufig nicht für angezeigt, die Formeln der Turmaline zu berechnen.

7. Cordierit aus der Umgebung von Humpoletz.

Die geologische Beschaffenheit der Umgebung dieser eben genannten Stadt stellt sich auf Grund genauerer Untersuchungen wesentlich anders dar als nach den Aufnahmen von F. v. Andrian, die er im Sommer 1862 vornahm und wobei er vielleicht gar nicht in der Lage war, auf Einzelheiten eingehen zu können. Die ganze Gegend gehört jenem ostböhmischen Gebiete an, aus dessen eingehender Durchforschung ich mir namentlich für die Frage des Verhältnisses der krystallinischen Schiefer zu gewissen Massengesteinen viel verspreche. Vielleicht ist es mir einmal beschieden, hierauf näher eingehen zu können; hier sei jedoch nur bemerkt, dass sich in der Umgebung von Humpoletz sowohl im Gneiss-, als auch im Granitgebiete mancherlei eigenartige Gesteine befinden, worunter ein eigenthümlicher, an Cordierit sehr reicher Gneissgranit besonderes mineralogisches Interesse erregt. Es freut mich, auch an dieser Stelle Herrn

Bürgerschuldirector G. Kobliha bestens dafür danken zu können, dass er mich während meines Verweilens in Humpoletz (im Spätsommer 1890) auf dieses Gestein, sowie auf die oben angeführten Minerale aufmerksam gemacht und mir auch später noch Proben davon zugeschickt hat.

Das Cordieritgestein ist am meisten nordöstlich und östlich von Humpoletz verbreitet, wo ich es selbst an vielen Stellen angetroffen habe. Wenn alle diese Punkte in Zusammenhang gebracht werden dürften, dann würde das Cordieritgestein einen Flächenraum von mindestens 20 Quadratkilometer einnehmen; indessen möchte ich vorläufig bezüglich des Umfanges des Vorkommens und bezüglich des Verbandes mit den übrigen Gesteinen noch nichts entscheiden. Eines aber darf behauptet werden, nämlich, dass die Gegend von Humpoletz zu den cordieritreichsten Gebieten Böhmens gehört, um so mehr als das Cordierit führende Gestein nach Angabe des Herrn Kobliha auch westlich von der Stadt zwischen Jiřitz und Petrowitz, sowie nordwestlich von Humpoletz bei Speřitz verbreitet ist.

Der Cordierit ist dem an Biotit und fleischrothem Orthoklas reichen, aber quarzarmen Gesteine in Körnern bis zu Nussgrösse eingestreut. Seine Farbe ist meistens indigblau oder violblau, zuweilen schön hellblau oder bläulichweiss, selten grau oder grünlichgrau. Er ist durchscheinend, am Bruch uneben oder muschelig und besitzt häufiger Fettglanz als Glasglanz. Die Härte beträgt etwas über 7, das specifische Gewicht (bestimmt mittelst Pyknometer) 2·63.

Auf den mehr minder verwitterten Blöcken im Verbreitungsgebiete des Cordieritgesteines trifft man häufig Mineralbildungen von verschiedenen, meist hellen grünen Farben. Es sind offenbar Zersetzungsproducte des Cordierits. Vielleicht komme ich auf dieselben bei anderer Gelegenheit zurück.

8. Gyps von Alt-Straschnitz und von Libochowitz.

Südöstlich von Alt-Straschnitz (östlich von Prag) wurde vor 2 Jahren auf einem Krautfelde ein Brunnen angelegt, wobei man bald unter dem humusreichen Ackerboden auf ziemlich glimmerigen grüngrauen Schiefer stiess, in welchem dann der Brunnen weiter niedergetrieben wurde. Dieser im naturfeuchten Zustande etwas erdige, an der Luft aber verhärtende feinkörnige Grauwackenschiefer, welchen

ich noch zur Stufe $2c$ (Dd_4 Barr.) einbeziehe[1]), wurde in einer Tiefe von 3—4 Meter unter Tage kleinbröckelig und mürbe und enthielt Nester eines erdigen Zersetzungsproductes, die zum grössten Theile durch eben solche erdige Schnürchen mit einander verbunden waren und dem Anscheine nach eine Schicht (oder flache Linse, der beschränkte Aufschluss liess eine Feststellung nicht zu!) bezeichneten, die im Liegenden sowohl als im Hangenden von nicht auffallend verwitterten, mehr grobplattigen und in grösseren Stücken brechenden Schiefern eingeschlossen wurde. In den erwähnten erdigen Nestern nun lag eine Menge von theils freigebildeten, theils in Drusen vereinigten Gypskrystallen eingebettet.

Die Krystalle zeigen die gewöhnlichen Formen:

f	b	n	l	o
(110)	(010)	$(11\bar{1})$	(111)	$(\bar{1}03)$
∞P	$\infty P \infty$	P	$-P$	$\frac{1}{3} P \infty$

Am häufigsten sind Zwillingsbildungen nach 100 von Krystallen mit den Flächen *f*, *b*, *l*, die meistens in stufenförmige Drusen vereinigt sind. Seltener sind vollkommene Durchkreuzungen, am seltensten einfache Krystalle mit den Flächen *f*, *b*, *l*, *o*, die nach *l* stark verlängert zu sein pflegen und daher eine plattenförmige Gestalt besitzen. In den Drusen kommen auch linsenförmige Gestalten vor, von welchen es nicht leicht ist, zu entscheiden, ob sie das Ergebnis der bekannten Zwillingsbildung oder einer vielfachen Verwachsung sind. Die Drusen sind meist stangenförmig, jedoch kommen auch sternartig angeordnete Gruppen vor.

Manche Gypskrystalle von Straschnitz sind vollkommen wasserhell und farblos, die meisten zwar auch wasserhell, aber wegen eingeschlossener Bestandtheile des erdigen Zersetzungsproductes des Schiefers mehr weniger braun gefärbt. Manche Krystalle werden durch diese fremden Einschlüsse fast ganz undurchsichtig, obgleich, wie man sich an den Kanten überzeugen kann, die Gypsmasse selbst vollkommen pellucid ist. Die (partielle) Analyse eines solchen Krystalles ergab:

H_2O	17·66%
CaO	27·83 „
SO_3	38·72 „

[1]) Geologie von Böhmen, pag. 885.

Die gesammte Schwefelsäure auf die Gypsformel $Ca\,SO_4 + 2\,aq$ umgerechnet, würde 83·25 Procent Gyps ergeben, welche 27·09 Procent $Ca\,O$ erfordern würden. Man sieht, dass die Verunreinigungen des Gypses (Thonerdesilicat) über 16 Procent ausmachten.

Die physikalischen Eigenschaften des Gypses von Alt-Straschnitz sind die normalen, nur der Glanz der Pyramidenflächen ist vielleicht im Vergleich mit dem Glanze der übrigen Flächen noch matter als bei sonstigen Gypskrystallen.

Das zweite Gypsvorkommen gehört nicht dem Silur, wie das eben besprochene, sondern dem böhmischen Kreidesystem an. Aus der Gegend von Libochowitz, nach Angabe von der Höhe zwischen den Dörfern Lkaň und Solan, wurden mir Proben von Mergeln zugeschickt, die zum Theil bei eigenthümlich verwittertem Aussehen voll von Gypskrystallen steckten. Die Mergel gehören den sogenannten Priesener Schichten (Baculitenmergeln) des böhmischen Senons an, von welchen es längst bekannt ist, dass sie häufig kleine Gypskrystalle enthalten; grössere Gypsanhäufungen sind aber doch verhältnismässig seltenere Erscheinungen.

In unserem Falle handelt es sich um eine solche, deren Lagerungsverhältnisse mir wie folgt angegeben wurden; unter der Ackerkrume folgt grauer Thon, darunter, in einer Tiefe von etwa 1 Meter, die angeblich 1—2 Meter mächtige Schicht mit den Gypskrystallen, und unter derselben wieder grauer Thon, aber nur in einer schwachen Lage, worauf im Liegenden feste Pläner folgen. Proben dieser einzelnen Gesteine liegen mir vor. Der graue Thon besitzt ein eigenthümliches blätteriges Gefüge, ist im feuchten Zustande nicht besonders zähe, im trockenen Zustande fett anzufühlen. Der die Gypskrystalle einschliessende Thon besitzt trocken mehr ein brockenartiges Gefüge, stimmt aber im übrigen Verhalten mit dem grauen Thon überein, allerdings bis auf die Farbe, welche nicht gleichmässig grau, sondern vorwaltend rostgelb und grau gefleckt ist. Die Rostfarbe wird durch Eisenoxydhydrat verursacht, offenbar ein Zersetzungsproduct, welches stellenweise grössere Anhäufungen bildet. Der feste Pläner im Liegenden besitzt eine helle graugelbe Farbe.

Aus dem sie einhüllenden Thon lassen sich die Gypskrystalle leicht herauswaschen. Sie sind von sehr verschiedener Grösse von 5 Millimeter bis 2—3 Centimeter im längsten Durchmesser, sehr selten darüber. Andere Formen als die gewöhnlichen, oben bezeichneten,

habe ich nicht beobachtet, in der Regel zeigen die Krystalle überhaupt nur die Formen *f*, *l* und *b*. Solche einfache, zuweilen nach 110 etwas verlängerte Krystalle sind am häufigsten, jedoch kommen auch nicht gerade selten Zwillinge und ganze Krystallgruppen vor. Unter den Zwillingen wieder herrschen vollkommene Durchkreuzungen nach 100 entschieden vor. Zuweilen findet man auch Verwachsungen, bei welchen die Pyramidenfläche des einen Individuums mit dem Klinopinakoid des anderen Individuums einen einspringenden Winkel von 143° 30′, also denselben, welchen die Pyramidenflächen $1\bar{1}1$ und 111 mit einander bilden, einschliesst.

Die Krystalle sind zum grossen Theil farblos und vollkommen pellucid, zum Theil gelblich gefärbt und dann meistens nicht mehr ganz durchsichtig, weil sie fein vertheilte Thonsubstanz einschliessen. Dieselbe betrug bei einem ausgewählt unreinen Krystall 4·68 Procent und dürfte daher in der Regel weniger als 4 Procent ausmachen. Die pelluciden Krystalle dagegen entsprechen fast vollkommen der theoretischen Zusammensetzung, wie folgende Analyse zeigt, zu welcher ein Gemisch von zwei wasserklaren und zwei weingelben Krystallen des Gypsspathes verwendet wurde:

CaO	32·29%
SO_3	45·91 „
SiO_2	0·41 „
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$ . . .	0·19 „
H_2O	20·52 „
	99·32%

Was die Entstehungsweise anbelangt, so ist sie bei beiden besprochenen Gypsvorkommen im wesentlichen dieselbe; die durch Verwitterung von Eisenkiesen gebildete Schwefelsäure wirkt auf kohlensauren Kalk, beziehungsweise kalkhaltige Silicate zersetzend und verbindet sich mit dem Calciumoxyd. Nun ist es zwar allerdings möglich, dass die freie Schwefelsäure vom Entstehungsorte fortgeführt wird, und zum Theil findet dies auch ganz gewiss statt; aber es ist nicht anzunehmen, dass die Fortführung eine so rasche und vollkommene sein sollte, dass nicht am Entstehungsorte der Schwefelsäure (und in nächster Umgebung) die lebhafteste Gypsbildung stattfinden könnte, wenn — und dies ist wichtig — hier auch die entsprechenden Kalkmengen vorhanden sind. Wo es an Kalk gebricht,

kann kein Gyps entstehen. Die an einem solchen Orte durch Oxydation von Eisenkiesen gebildete Schwefelsäure vermag daher erst dort die Gypsentstehung zu bewirken, wo sie mit den erforderlichen Kalkmengen zusammentrifft.

Es handelt sich also um zwei verschiedene Fälle.

Im ersten sind in einem überall ziemlich kalkreichen Gesteine Nester oder Lager, beziehungsweise Schnüre und Knollen von Eisenkiesen vorhanden, deren Verwitterung die Ursache von Gyps- und Ockerbildung an Ort und Stelle ist. Dieser Fall findet bei dem beschriebenen Libochowitzer und anderen analogen Vorkommen im Bereiche der Priesener Kreideschichten Nordböhmens statt. Diese Schichten sind stets kalkhältig, denn, ganz abgesehen von sonstigen Kalkverbindungen, enthalten die Baculithenthone nach zahlreichen Analysen 3—20 Procent, die mergeligen Pläner bis 40 Procent und die klingenden Inoceramenpläner selbst über 50 Procent kohlensauren Kalkes. Es ist also der Kalkgehalt in der Priesener Senonstufe Böhmens recht bedeutend; und da dieselbe Stufe, wie es scheint, in einer bestimmten Schicht häufig Pyrit- und Markasitknollen enthält, so ist die massenhafte Entstehung von Gypsspath eben in dieser kiesreichen Schicht leicht begreiflich.

Der zweite Fall tritt bei den glimmerigen silurischen Grauwackenschiefern, beziehungsweise bei dem Alt-Straschnitzer Gypsvorkommen ein. Ich habe unlängst [1]) nachgewiesen, dass diese Schiefer 2*c* mit Unrecht ganz allgemein als pyritreich angesehen wurden, da man in den meisten Proben kaum eine Spur von Schwefelverbindungen nachweisen kann. Ein grösserer Eisenkiesgehalt ist auf gewisse Schichten beschränkt und scheint sich in grösseren Tiefen häufiger vorzufinden als in am Tage anstehenden Schichten. Wenn nun durch Verwitterung des Kieses Schwefelsäure entsteht, so wäre der eine Bestandtheil des Gypses wohl vorhanden, allein der normale Kalkgehalt der Schiefer ist nicht hinreichend, um eine solche Anhäufung von Gypsspath, wie sie bei Alt-Straschnitz beobachtet wurde, zu erklären. Da jedoch eben in der Gegend von Straschnitz, nämlich bei Wrschowitz und Rostel südöstlich von Prag häufiger als in der sonstigen Verbreitung der Stufe, in den Grau-

---

[1]) Katzer, Zur geolog. Beurtheil. d. Trinkwässer von Wrschowitz. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1891, Bd. XLI, pag. 81.

wackenschiefern Kalkschichten und Kalkknollen vorkommen, ferner auch die in dieser Gegend auftretende Minette [1]) reichlich von Calcit durchdrungen ist, so ist wohl der Schluss berechtigt, dass die Gypsbildung hier in einem dieser kalkreichen Gesteine erfolgt ist. Während also bei Libochowitz die ursprünglich eisenkiesreiche Schicht zum Gypslager wurde, ist es bei Alt-Straschnitz eine kalkreiche Schicht (oder Linse) geworden.

---

[1]) K. Preis, Ueber die Minette aus der Umgebung von Prag. Sitzungsber. d. kgl. böhm. Ges. d. Wissensch. Prag 1871, pag. 17.

XXXI. Ueber Predazzit und Pencatit.

Von **Ottokar Leneček.**

(Mit Tafel X.)

Die vorliegende Untersuchung wurde auf Anregung des Herrn Hofrath Professor Tschermak unternommen, welcher die Güte hatte, mir eine Anzahl von Dünnschliffen und mehrere Handstücke von Predazzitgesteinen zu übergeben, mit dem Bedeuten, dieselben in Hinblick auf das in letzter Zeit constatirte Vorkommen von Periklas [1]) in ähnlichen Kalkgesteinen einer neuen Untersuchung zu unterziehen. Wie aus dem Folgenden zu entnehmen, haben diese Vermuthungen des Herrn Hofrathes Tschermak durch meine Untersuchungen ihre vollste Bestätigung gefunden. Möge es mir hier gestattet sein, Herrn Hofrath Tschermak für diese Anregung, sowie auch für die anderweitige reichliche Unterstützung, die er mir bei der Ausführung der vorliegenden Untersuchung in seinem Institute zutheil werden liess, meinen tiefsten Dank auszudrücken.

Gleichzeitig spreche ich auch Herrn Assistenten A. Pelikan für seine vielfache Unterstützung bei der Ausführung der Untersuchungen im Institute an dieser Stelle meinen innigten Dank aus.

Die mir übergebenen Schliffe rührten von 6 verschiedenen, nicht im Institute befindlichen Handstücken her (1 Predazzit, 4 Pencatite von Predazzo in Südtirol, 1 Pencatit vom Vesuv); die mir übergebenen Handstücke der Institutssammlung waren 3 weisse Predazzite und 1 dunkler Pencatit von Predazzo.

Ausserdem hatte mir Herr Privatdocent Dr. Berwerth, Custos im Wiener k. k. Hofmuseum, mit besonderer Liebenswürdigkeit auch alles im Museum vorhandene Material zur Verfügung gestellt, wofür ich demselben an dieser Stelle meinen innigsten Dank auszusprechen mich verpflichtet fühle.

Dieses Material bestand aus 20 Handstücken (9 weisse, 11 dunkle Gesteine) von Predazzit, Pencatit und Kalkgesteinen von Predazzo.

---

[1]) Cossa, Sulla Predazzite periclasifera del Monte Somma. 1876.

12 andere Stücke konnte ich mikroskopisch nicht untersuchen, da sie bereits an allen Seiten geschliffen und polirt waren.

Bevor ich hier jedoch die Ergebnisse meiner Untersuchungen dieser Gesteine und Schliffe mittheile, möge noch an dieser Stelle der Vollständigkeit wegen ein kurzer Ueberblick über die Geschichte und Literatur des Predazzites und Pencatites folgen; ausführlicher findet sich ein solcher über die frühere Literatur in den hier citirten Arbeiten Hauenschild's und Cossa's.

Die erste Nachricht, die erste Analyse und der Name des Predazzites stammt von Leonardi.

Petzholdt[1]) untersuchte denselben genauer, hielt ihn für ein einfaches Mineral und stellte dessen Formel auf.

Fournet[2]) bezweifelte die Richtigkeit dieser Analyse und veranlasste Damour zu neuen Analysen.

Damour[3]) stellte eine andere Formel für den Predazzit auf und hielt ihn bereits für ein Gemenge von kohlensaurem Kalk und Magnesiahydrat, zugleich analysirte er auch den in den Spalten ausgeschiedenen Hydromagnesit, dessen Formel er ebenfalls aufstellte; auch machte er auf das Verhalten vor dem Löthrohre und auf das Vorkommen von glänzenden dünnen Blättchen aufmerksam, die man mit der Lupe überall wahrnehmen könne.

Roth[4]) gab noch eine zweite Formel für ein ähnlich zusammengesetztes Gestein an, welchem er den Namen Pencatit nach Conte Marzari-Pencati, dem verdienten Geologen, gab, und fand dieselbe Formel auch für einen Kalkstein vom Vesuv, den er ebenso benannte. Er discutirte die Entstehung dieser Gesteine und macht auf das Vorkommen von Brucit im Predazzit aufmerksam.

---

[1]) Petzholdt, Beiträge zur Geognosie von Tirol. 1843, pag. 194 (Ref.: Ueber den Predazzit. Neues Jahrbuch. 1845, pag. 700).

[2]) Fournet, Resultats sommaires d'une exploration géologique du Tyrol méridional. Ann. d. l. Soc. d'agric. de Lyon. 1847 (Ref.: Ueber Dolomit und Dolomitisation. Neues Jahrbuch. 1848, pag. 102).

[3]) Damour, Bull. géol. Bd. IV, pag. 1050 (Ref.: Neue Analysen des Predazzit und der aus seiner Zersetzung hervorgehenden Erzeugnisse. Neues Jahrbuch. 1848, pag. 583).

[4]) Roth, Ueber den Kalk von Predazzo. Erdm. Journ. 1851, LII (Ref.: Zeitschr. der deutschen geol. Ges. III, pag. 109). — Derselbe, Bemerkungen über die Verhältnisse von Predazzo. Zeitschr. der deutschen geol. Ges. III, pag. 140.

Liebener und Vorhauser[1]) beschreiben im Jahre 1852 auch thatsächlich ein Vorkommen von Brucit auf den Spalten im Predazzit.

Richthofen[2]) gibt an, dass der Predazzit unter der Lupe überall von Brucitblättchen durchzogen sei; er hebt wieder hervor, dass Predazzit und Pencatit keine einfachen Minerale seien; den Unterschied zwischen beiden hält er für unwesentlich; auch die Entstehung dieser Gesteine bespricht er wieder.

De Lapparent[3]) hält ebenfalls den Predazzit für zusammengesetzt aus Kalk und Brucit.

Auch Tschermak[4]) theilte diese Ansicht, veranlasste jedoch Hauenschild, die Sache optisch näher zu untersuchen.

Hauenschild[5]) gab an, dass zufolge seiner Untersuchungen das Gestein thatsächlich Brucit in eingesprengten Blättchen enthalte und die dunkle Färbung der Pencatite zumeist von organischer Masse herrühre.

Lemberg[6]) publicirte eine grosse Anzahl von Gesteinsanalysen aus der Contactzone von Predazzo, darunter auch viele von Predazziten; er discutirte auch die Entstehung dieser Gesteine und gab einige Methoden an, die Gegenwart des Brucits im Predazzit zu erkennen.

Cossa beschrieb einen periklas-führenden Predazzit vom Vesuv, der Magnesiahydrat in zweierlei Form enthielt, als Brucitblättchen und als amorphes Pulver.

Kalkowsky[7]) gibt an, dass sich die Brucitblättchen im Predazzit unter dem Mikroskope als eine Pseudomorphose nach einem olivinähnlichen Minerale zu erkennen geben.

---

[1]) Liebener und Vorhauser, Die Mineralien Tirols. Innsbruck. 1852, pag. 274.

[2]) Richthofen, Geognostische Beschreibung von Predazzo, S. Cassian und der Seiser-Alpe in Südtirol. 1860.

[3]) De Lapparent, Sur la constitution géologique du Tyrol méridional. Annales de mines. (VI.) Bd. VII, pag. 245.

[4]) Tschermak, Die Porphyrgesteine Oesterreichs aus der mittleren geolog. Epoche. Wien 1869, pag. 119.

[5]) Hauenschild, Mikroskopische Untersuchung des Predazzites und Pencatites. Sitzungsber. d. Wien. Akad. d. Wissensch. 1869, I, pag. 1.

[6]) Lemberg, Ueber die Contacterscheinungen bei Predazzo. Zeitschr. der deutschen geol. Ges. 1872, pag. 187.

[7]) Kalkowsky, Elemente der Lithologie. Heidelberg 1885, pag. 288.

Cathrein[1]) gibt wieder ein ganz ausgezeichnetes Vorkommen von Brucitkrystallen auf Kluftflächen im Predazzit an.

Lemberg[2]) gibt später noch zwei Methoden an, den Brucit im Predazzit zu erkennen.

Bisher galt also, besonders zufolge der Untersuchungen Hauenschild's, der Predazzit und Pencatit als ein Gemenge von Calcit und Brucit, und zwar sollte letzterer sich in Form von Blättchen in dem Calcitgesteine eingestreut vorfinden. Meine Untersuchungen führten jedoch zu einem diesem widersprechenden Resultate, besonders was die blättchenförmige Ausbildung der Einsprenglinge betrifft.

Im ganzen beziehen sich meine Untersuchungen, wie oben angegeben wurde, auf die Dünnschliffe von 30 Handstücken, welche, zufolge dieser Untersuchungen, zum Theile sehr verschieden zusammengesetzt waren.

Der grösste Theil dieser Gesteine, und zwar die mir übergebenen Schliffe des einen Predazzites, die 3 weissen Predazzite des Institutes, 6 solche der Museumssammlungen, dann von den mir übergebenen Pencatitschliffen die eines Handstückes und 3 Pencatite des Museums, zusammen also 14 Gesteine, die ich als eigentliche Predazzite und Pencatite bezeichnen möchte, zeigten unter dem Mikroskope im Dünnschliffe folgendes:

Die Grundmasse dieser Gesteine (Taf. X, Fig. 1 u. 2) erscheint zusammengesetzt aus Calcit von verschieden feinem bis mittelgrobem Korn, der unter dem Mikroskope die bekannten Eigenschaften, die Spaltbarkeit und Zwillingsstreifung im polarisirten Lichte meist recht deutlich zeigt. Oft aber, auch in den weissen Gesteinen, ist er stark getrübt, weshalb er im durchfallenden Lichte dann gelbbräunlich gefärbt erscheint und mitunter bei dichterer Structur im polarisirten Lichte die Doppelbrechung kaum mehr erkennen lässt.

---

[1]) Cathrein, Ueber Mineralien von Predazzo. Mittheil. aus d. min. Laboratorium d. Polytechnicums zu Karlsruhe. XII—XIV. Zeitschr. f. Kryst. etc. 1886, XII, 1, pag. 34.

[2]) Lemberg, Zur mikrochemischen Untersuchung von Calcit, Dolomit und Predazzit. Zeitschr. der deutschen geol. Ges. 1887, pag. 489. — Derselbe, Zur mikroskopischen Untersuchung von Calcit, Dolomit und Predazzit. Zeitschr. der deutschen geol. Ges. 1888, pag. 357.

In dieser Calcitgrundmasse erscheinen ziemlich gleichmässig vertheilt Durchschnitte von eingesprengten Körnern, die in verschiedenen Handstücken von sehr verschiedener Grösse, von 0·02 bis 0·65 Millimeter im Durchmesser gross sind, in einem und demselben Schliffe aber meist nicht stark variiren. Die Form der Durchschnitte ist meist unregelmässig rundlich, doch erscheinen auch sehr häufig Sechsecke mit Winkeln, die um 120° herum variiren; aber auch dreieckige, kurz rechteckige, fast quadratische und auch rhombische Durchschnitte sind sehr häufig, nach einer Richtung stark gestreckte Durchschnitte aber nirgends zu bemerken. Die Umrisse lassen somit auf das tesserale Krystallsystem, speciell auf Oktaëderdurchschnitte schliessen. Die Einsprenglinge sind sehr selten getrübt, gewöhnlich sehr hell, wodurch sie stark hervortreten, und enthalten meist viele Einschlüsse, zumeist Theilchen des umgebenden Calcits, aber auch häufig kleine Silicatkörnchen, in den dunklen Pencatiten auch meist grössere und kleinere Erzkörner, und zwar meist ein Korn mitten im Durchschnitt. Die Lichtbrechung scheint schwächer als die des Calcites, das Relief ist schwach und zeigt krumme, meist von einem Mittelpunkte ausgehende oder parallele Linien.

Im polarisirten Lichte zeigen diese Durchschnitte deutlich, dass sie nicht je aus einem Individuum bestehen, sondern zusammengesetzt sind aus einer überaus grossen Anzahl von ungemein dünnen, etwa 0·02—0·10 Millimeter langen Nadeln oder Fasern, die oft partienweise dicht parallel neben einander liegen, oft wieder concentrisch-radial, mitunter auch in mehreren parallelen oder theilweise concentrischen Zonen angeordnet sind; im letzteren Falle steht die Längsrichtung der Fasern auf den Zonengrenzen senkrecht. Die Fasern sind deutlich doppelbrechend und löschen gerade aus, wodurch bei concentrisch radialer Anordnung von den auslöschenden Fasern ein mehr oder weniger deutliches oder verzerrtes schwarzes Kreuz gebildet wird. Die Zonengrenzen werden dadurch sichtbar, dass die Fasern in denselben eine andere Richtung nehmen, daher in zwei benachbarten Zonen die Fasern nicht gleichzeitig gleich stark auslöschen. Dieselben sind auch sehr oft wellenförmig gebogen oder wie geknickt. Die Doppelbrechung der Fasern ist sehr schwach, denn sie erscheinen im polarisirten Lichte meist mit den weissen Farben der 1. Ordnung; an sehr dünnen Stellen zeigen sie auch die bläulichgrauen Polarisationsfarben der 1. Ordnung, und nur an sehr dicken

Schliffstellen erscheinen sie, so lange sie hierbei noch durchsichtig sind, auch noch mit einem ganz eigenthümlichen Rothbraun der 1. Ordnung und mit einem eigenthümlichen intensiven Blau der 2. Ordnung. Da die optischen Eigenschaften dieses Minerals mit der Form der Durchschnitte nicht übereinstimmen, so liegt es nahe, hier eine Pseudomorphose der doppelbrechenden Fasern nach einem früher vorhandenen tesseralen Minerale anzunehmen. Meinen Untersuchungen zufolge bestehen die Fasern aus Hydromagnesit, oder wenigstens einem Minerale, das dem von Tschermak[1]) beschriebenen und untersuchten Hydromagnesite von Kraubat in Steiermark sehr ähnlich ist.

Hydromagnesit von Kraubat, den ich zum Vergleiche ebenfalls im Dünnschliffe untersuchte, zeigte sich zusammengesetzt aus lauter, grösstentheils radial oder fächerförmig neben einander liegenden Lamellen oder Nadeln von etwa 0·45—0·65 Millimeter Länge und etwa 0·11 Millimeter Breite, die ebenfalls gerade auslöschen und schwach doppelbrechend erscheinen, auch meist die weissen Polarisationsfarben der 1. Ordnung, in dickeren Partien aber auch nur dasselbe eigenthümliche Rothbraun und intensive Blau wie im Predazzit zeigen. Ausserdem ist an denselben auch eine sehr feine Streifung parallel zur Auslöschungsrichtung zu bemerken, die mir auch auf eine Zusammensetzung aus lauter feinen Fasern hinzuweisen scheint. Auch den unter dem Mikroskope ähnlich aussehenden Serpentin konnte ich in demselben Schliffe vergleichen; die Form und Grösse seiner Lamellen war fast dieselbe, seine Doppelbrechung ist aber noch schwächer (in diesem Schliffe nur bläulichgraue Polarisationsfarben zeigend), auch fehlt die feine Streifung hier. Doch sind beide leicht dadurch zu unterscheiden, dass bei Behandlung des Schliffes unter dem Mikroskope mit Salzsäure der Serpentin ungelöst bleibt, während der Hydromagnesit zuerst Kohlensäure entwickelt, sich dann aber ruhig vollständig auflöst.

Brucit können die Einsprenglinge im Predazzit nicht sein, da die Durchschnitte nicht von Blättchen herrühren können, sondern, wie schon oben gezeigt wurde, aus Fasern bestehen, welche die rundlichen oder eckigen Hohlräume des Gesteines ausfüllen, und da sie für Brucit eine viel zu schwache Doppelbrechung zeigen. Brucit

[1]) Tschermak, Krystallisirter Hydromagnesit von Kraubat. Tschermak's mineral. u. petrogr. Mitth. 1871, I. Heft, pag. 113.

von Hoboken senkrecht auf die Spaltbarkeit zugleich mit Predazzit geschliffen, zeigte im polarisirten Lichte die lebhaften rothen und grünen Farben der 3. Ordnung, während der Hydromagnesit im Predazzit dieselben Farben wie früher zeigte. Ausserdem zeigten diese Brucitdurchschnitte nur einige sehr ebene Spaltrisse in der Längsrichtung und keine Streifung senkrecht darauf wie der Hydromagnesit von Kraubat. Dünne Blättchen waren isotrop und zeigten deutlich das positive einaxige Axenbild im convergent-polarisirten Lichte, während die Predazziteinsprenglinge natürlich kein Axenbild zeigen.

Die dunklen Pencatite unterscheiden sich von den weissen Predazziten im Dünnschliffe dadurch, dass sie als wesentlichen Gemengtheil ein opakes schwarzes Erz, mitunter sehr fein vertheilt, meist aber auch in grösseren Körnern von oft viereckigen Durchschnitten enthalten, die, wie schon angegeben, oft je eines mitten in den Hydromagnesit-Einsprenglingen liegen, doch auch ausserhalb derselben im Calcit fast ebenso häufig zu bemerken sind. Ich halte dieses Erz, von dem auch die dunkle Farbe der Pencatite herrührt, mit Lemberg[1]) für Magnetkies, da es sich in concentrirter Salzsäure löst. In vielen Pencatiten erscheinen auch in den Einsprenglingen, aber auch im umgebenden Calcit eigenthümliche rundliche, oft scharf begrenzte, mehr oder weniger dunkle Flecken, die mir aus einer Anhäufung der Substanz der Erzkörner zu bestehen und bei stärkerer Verdichtung zur Bildung der Magnetkieskörner zu führen scheinen. Auch die von Hauenschild[2]) beschriebenen schwarzen, nadelförmigen Einschlüsse, die ich in den mir übergebenen Schliffen des einen Predazzites, sonst aber in keinem Predazzitgesteine mehr beobachten konnte, scheinen mir eine ähnliche, der Bildung der Erzkörner vorangehende Ablagerung von Magnetkiessubstanz zu sein.

Ausser diesen Bestandtheilen enthalten viele der Predazzit- und Pencatitgesteine als unwesentlichen Gemengtheil sehr kleine, meist rundliche Silicatkörner, wie es scheint, farblose Pyroxene, Amphibole und Olivinkörner, welche stets nur in wenigen Körnchen vorhanden, durch die sehr lebhaften Polarisationsfarben auffallen.

---

[1]) l. c.
[2]) l. c.

Als ein anderer unwesentlicher Gemengtheil dieser Predazzite und Pencatite, der sich jedoch in geringer Menge fast in allen Schliffen vorfindet, sind sehr kleine, kaum 0·06 Millimeter grosse rundliche Körner zu nennen, die eine isotrope Grundsubstanz enthalten, die jedoch fast immer von einer oder mehreren etwa 0·01—0·02 Millimeter breiten doppelbrechenden Lamellen durchsetzt ist. Diese Lamellen erscheinen auch in dickeren Schliffen stets nur mit den bläulichgrauen Polarisationsfarben der 1. Ordnung, sind also schwächer doppelbrechend als der Hydromagnesit, löschen gerade aus, sind im gewöhnlichen Lichte so wie die isotrope Substanz farblos, aber schwächer lichtbrechend als diese. Diese isotropen Körner halte ich für Periklas und die doppelbrechenden Lamellen für daraus hervorgegangenen Serpentin.

Auch dünne Adern füllt der Serpentin in einzelnen Schliffen aus, und er ist in denselben durch seine schwächere Doppelbrechung, sowie durch die viel grössere Breite seiner Lamellen von dem ebenfalls Sprünge ausfüllenden Hydromagnesit zu unterscheiden. Letzterer erscheint in solchen Sprüngen im Gegensatze zum Serpentin auch meist nicht so dicht (wenigstens nicht nach dem Schleifen), und die einzelnen Nädelchen sind meist um bestimmte Punkte radial angeordnet. Nur in einem Predazzitgesteine des Institutes waren schmale, fast gerade Spalten dicht von parallelen feinen Fasern ausgefüllt, doch sind die senkrecht auf die Längsrichtung der Spalte gestellten Fasern deutlich zu unterscheiden, trotz der geraden Auslöschung des ganzen Spaltendurchschnittes, und eine Verwechslung dieser letzteren mit Blättchendurchschnitten ist nicht möglich. In sehr dünnen Schliffen ist die schwächere Doppelbrechung kein Unterscheidungsmerkmal mehr für den Serpentin, da dann die Hydromagnesitfasern oder Nadeln dieselben bläulichen Polarisationsfarben zeigen.

Was nun das Aussehen der Handstücke des eigentlichen Predazzites betrifft, so sind alle ganz weiss, höchstens mit einem sehr schwachen Stich in's Gelbliche, Bläuliche oder Röthliche, feiner oder gröber körnig, deutlich krystallin; selbst mit der Lupe lassen sie aber an frischen Bruchstellen die Hydromagnesit-Einsprenglinge nur sehr schwer erkennen, zumal die Spaltflächen der Calcitkörner überall sehr stark glänzen. Eher kann man sie erkennen, wenn das Gestein geschliffen und polirt ist, doch müssen sie auch dann noch ziemlich gross sein, um als matte Punkte mit der Lupe gesehen

zu werden. Hingegen gewähren Kluftflächen an den Handstücken meist sicheren Aufschluss über das Vorhandensein von Hydromagnesit im Gesteine. An einigen, offenbar sehr alten Kluftflächen sind auf einer vorher ausgeschiedenen Kruste von tropfsteinartigem Kalke kleine, aus feinen, radial gestellten Nädelchen zusammengesetzte Rosetten oder Sternchen, auch Schüppchen von Hydromagnesit mit eigenthümlichem seidenartigem Glanze zu bemerken, welche ganz dieselbe Erscheinung darbieten, auch optisch und chemisch sich ebenso verhalten wie die kleinen Rosetten oder Schüppchen und Sternchen von Hydromagnesit, die auf Kluftflächen des Serpentins von Kraubat vorkommen.

Mitunter erscheint auch Hydromagnesit in feinen, papierdünnen, eigenthümlich glänzenden Ueberzügen auf den Kluftflächen der Predazzite.

An nicht sehr alten Kluftflächen kann man auch mitunter die Hydromagnesit-Einsprenglinge des Gesteines bei einer gewissen schiefen Beleuchtung wahrnehmen, weil die Einsprenglinge hier, überall aus der glatten Oberfläche hervorstehend, alle gleichzeitig mit einem eigenen Glanze sichtbar werden, wodurch die ganze Kluftfläche einen eigenthümlichen Schimmer erhält.

Auch an den Verwitterungskrusten kann man die Predazzite leicht erkennen, weil daselbst nach dem, aus dem Gesteine ausgelaugten Hydromagnesite Hohlräume zurückbleiben, in welchen sich meist Eisenoxydhydrat und Verunreinigungen ansammeln, wodurch in der gelblichen oder hellbräunlichen Kruste mehr oder weniger dunkelbraune Löcher deutlich sichtbar werden.

An einem Predazzitstücke, das sich in der Institutssammlung befindet, sind an den beiden grossen Flächen des Handstückes (offenbar auch alten Kluftflächen) bis fast $^1/_2$ Quadratcentimeter und noch grössere blassgrünliche Blättchen von Brucit zu bemerken, welche Perlmutterglanz und eine vollkommene basische Spaltbarkeit zeigen, unter dem Mikroskope sich genau ebenso verhalten wie der Brucit von Hoboken, und auch im convergent polarisirten Lichte das positive einaxige Axenbild in Spaltblättchen zeigen. Es ist dies also ein ähnliches Vorkommen von Brucit, wie es schon Liebener und Vorhauser[1]) und Cathrein[2]) von Spalten im Predazzit von

[1]) l. c.
[2]) l. c.

Predazzo angaben. Im Dünnschliffe zeigt aber dieses Handstück nichts von Brucit, sondern nur die gewöhnlichen Einsprenglinge von Hydromagnesit, welcher übrigens auch an der einen Kluftfläche des Handstückes neben dem Brucit in der Form der oben beschriebenen Rosetten zu sehen ist; das Gestein musste aber früher durch Druck stark gelitten haben, denn es ist ganz durchsetzt von Sprüngen und Spalten, die dicht mit Hydromagnesit ausgefüllt sind.

Vor dem Löthrohre kann der Hydromagnesit im Predazzit dadurch erkannt werden, dass er sich, wie bereits Damour[1]) angab, aufbläht und daher kleine, weisse Erhebungen bildet.

Die 3 dunklen, im Dünnschliffe die ähnliche Zusammensetzung zeigenden Pencatite des Museums zeigen äusserlich auch eine mehr oder weniger feinkörnige, krystallinische Structur und auch die glänzenden Calcitspaltflächen, sie sind jedoch meist matt und dunkelgrau bis graubraun und grünlichgrau gefärbt. Die Erzkörner sind makroskopisch sichtbar als kleine schwarze Pünktchen, die dem Gesteine zum Theile die dunkle Färbung verleihen, aber auch in schwarzen Linien, Streifen, Bändern und Flecken dicht beisammen zu sehen sind. Oft kann man auch die Erzkörner in graulichen Körnern, den Hydromagnesit-Einsprenglingen, eingeschlossen bemerken, doch kommen letztere auch ohne Erzinhalt, erstere auch direct in der heller grauen Calcitgrundmasse vor. An einem dieser Gesteine war auch eine etwa $^1/_2$ Centimeter dicke, breite, braune Verwitterungskruste vorhanden, die, im Dünnschliffe untersucht, Aufschluss über den Vorgang bei der Verwitterung des Gesteines gab. Der Hydromagnesit wird im Gesteine durch den Einfluss des kohlensäurehältigen Wassers gelöst und fortgeführt, die Erzkörner werden schliesslich zu einer rothen flockigen Masse, Eisenhydroxyd, umgewandelt, welche zuerst die Hohlräume nach den Einsprenglingen ausfüllt, dann aber auch vom Wasser fortgeführt wird, so dass nur die leeren Löcher im Gesteine übrig bleiben, wodurch dasselbe eine blässere, oft fast weisse Farbe erhält. Die kleinen Periklaskörnchen, sowie die Silicate, von denen erstere in diesem Gesteine gerade in grösserer Menge vorhanden waren, sind auch im verwitterten Gesteine noch alle erhalten, die Periklaskörner erscheinen aber schon fast ganz zu Serpentin umgewandelt.

---

[1]) l. c.

Vor dem Löthrohre brennen sich die dunklen Pencatite fast weiss mit kleinen rothen Pünktchen, im geglühten Dünnschliffe bleiben aber immer auch noch einzelne Körner wenigstens innen unverändert schwarz, während die meisten in eine rothe flockige Masse (Eisenhydroxyd) umgewandelt werden.

Von den noch übrigen von mir untersuchten Gesteinen wären noch zwei von den mir übergebenen Dünnschliffen, die von zwei als Pencatit von Canzacoli bezeichneten, einander sehr ähnlichen Gesteinen herrührten, und ein schwarzes, vom Monzoniberge im Fassathale bei Predazzo entnommenes Kalkgestein aus den Sammlungen des Hofmuseums besonders zu erwähnen.

Der eine von den beiden angegebenen Dünnschliffen zeigt nämlich (Taf. X, Fig. 3 und 4) ausser einer theilweise auch sehr feinkörnigen, trüben Grundmasse von Calcit und meist sehr kleinen Körnern von Magnetkies auch Durchschnitte von Einsprenglingen, die dieselbe Form haben wie die früher beschriebenen Hydromagnesit-Einsprenglinge, im polarisirten Lichte jedoch ein ganz anderes Verhalten zeigen. Die fast farblosen, sehr durchsichtigen Durchschnitte, meist von sechseckiger, viereckiger, dreieckiger oder rundlicher Form, sind nämlich im parallel polarisirten Lichte alle isotrop und zeigen im convergent polarisirten Lichte auch hier kein Axenbild. Demnach sind diese Körner tesseral krystallisirt und bestehen ohne Zweifel aus dem ursprünglichen Minerale, auf dessen Krystallform in den gewöhnlichen Predazziten die sechs- und vierseitigen Umrisse der Hydromagnesit-Einsprenglinge hinweisen, und nach welchem diese als Pseudomorphose erscheinen. Die Lichtbrechung der isotropen Körner ist sehr gross, und dieselben zeigen auch eine sehr ebene, meist rechtwinklige Spaltbarkeit; an Stücken, die im Rande des Schliffes liegen, sieht man häufig losgelöste Spaltungsstückchen, die schön rechteckig im Durchschnitte erscheinen, also die Form von rechtwinkligen Parallelepipeden besitzen und ebenfalls isotrop sind. Dieses isotrope Mineral erscheint aber auch noch in einer viel kleineren Ausbildung in unregelmässig rundlichen Körnern überall im Schliffe, welche auch mitunter so dicht beisammen liegen, dass sie die Grundmasse im Schliffe bilden und nur einzelne Calcitkörner eingesprengt enthalten. In dieser zweiten Ausbildung erscheint das isotrope Mineral auch in dem anderen der erwähnten

Schliffe; ich halte dasselbe für Periklas, weil es, mit Periklas vom Vesuv im Dünnschliffe verglichen, mit diesem eine grosse Uebereinstimmung zeigt. Eine noch grössere zeigt es aber mit dem künstlich erzeugten, von Otto und Kloos[1]) in Braunschweig beschriebenen und untersuchten Periklas, von dem mir Proben zur Untersuchung zugebote standen, und mit welchem es auch in der Farbe, Durchsichtigkeit und der sehr feinen Spaltungsstreifung übereinstimmt.

In der ersten Ausbildung, in grösseren Körnern, erscheint der Periklas in diesem Handstücke aber öfters doch nicht vollständig isotrop, da nämlich doppelbrechende, aber meist nicht sehr scharf begrenzte Streifen die Durchschnitte in gewissen Richtungen durchsetzen, wodurch dieselben im polarisierten Lichte ein ähnliches Aussehen erhalten wie anomal einfachbrechende Leucite und Granate. Doch scheint mir hier die Doppelbrechung durch den Beginn einer Umwandlung hervorgerufen, und zwar einer Umwandlung zu Serpentin. Denn in vielen kleineren Körnern von Periklas erscheinen auch solche doppelbrechende Lamellen, aber ganz scharf begrenzt in dem isotropen Durchschnitte, welche ebenfalls die bläulichgrauen Polarisationsfarben zeigen und überhaupt ganz ebenso aussehen wie die schon früher erwähnten Serpentinlamellen in den kleinen Periklaskörnern der meisten Predazzite, welche Lamellen sich so wie die isotrope Substanz in verdünnter Salzsäure nicht lösen, während die Hydromagnesit-Einsprenglinge sich darin vollständig, wenn auch langsam auflösen.

Diese zwei Gesteine wären also als Periklas-Predazzit zu bezeichnen, und der gewöhnliche Predazzit ist aus diesem Typus durch Umwandlung der Periklassubstanz zu Hydromagnesit entstanden zu denken.

Das oben erwähnte schwarze Kalkgestein vom Monzoniberge im Fassathale zeigt im Dünnschliffe auch eine merkwürdige Zusammensetzung.

Die Grundsubstanz (Taf. X, Fig. 5 und 6) ist auch hier Calcit, der in kleineren, ziemlich durchsichtigen, noch öfter aber in grösseren Partien in sehr feinen, trüben Körnchen erscheint und im ersteren Falle die Spaltbarkeit und Zwillingsstreifung deutlich zeigt.

---

[1]) Otto und Kloos, Künstlicher Periklas, ein Product der Chlor-Magnesia-Industrie. Berichte der deutschen chem. Ges., 1891, Nr. 9, pag. 1480.

In dieser Grundmasse liegen fast überall dicht bei einander rundliche Körner, deren Grösse etwa von 0·04—0·44 Millimeter variirt; sie sind im durchfallenden Lichte meist intensiv bräunlichgelb gefärbt und zeigen fast immer einen mehr oder weniger breiten, undurchsichtig bräunlichen Rand, der den Eindruck hervorruft, als ob die Körner an der Oberfläche geschmolzen wären und auf diese Weise eine Rinde um jedes einzelne Korn entstanden wäre. Im Inneren sind diese Körner meist auch trüb; doch bleibt fast immer zwischen der getrübten Mitte und der undurchsichtigen Rinde ein durchsichtiger, heller Zwischenraum übrig. Die Körner enthalten auch zahlreiche Einschlüsse, besonders oft kleinere oder grössere Stückchen der umgebenden trüben Calcitgrundmasse, und zeigen nur selten eine undeutliche Spaltbarkeit. Im polarisirten Lichte erscheint die undurchsichtige Rinde und meist auch das trübe Innere unverändert, undurchsichtig mit bräunlicher Farbe; ist das Innere nur wenig oder gar nicht getrübt, so erscheint es ganz isotrop; der durchsichtige Zwischenraum zwischen dem Kerne und der Rinde zeigt sich aber fast stets zusammengesetzt aus mehreren, meist etwas gebogenen Lamellen eines Minerales von sehr schwacher Doppelbrechung, da es stets nur mit den bläulichgrauen Farben der 1. Ordnung im polarisierten Lichte erscheint. Diese Lamellen löschen zur Längsrichtung gerade aus und sind auch oft in der Mitte der Körner bemerkbar, wo sie dann meist in bestimmten Richtungen, die einer rechtwinkligen Spaltbarkeit entsprechen würden, die Körner durchsetzen. Die Lichtbrechung dieser Lamellen erscheint geringer als die des Calcits und in den innen ganz durchsichtigen Körnern auch bedeutend geringer als die der isotropen Kerne derselben. Die Breite der einzelnen Lamellen ist etwa 0·012—0·025 Millimeter, also ebenso gross wie die der Serpentinlamellen in den kleinen Periklaskörnern der gewöhnlichen Predazzite, mit denen sie auch sonst ziemlich übereinstimmen, abgesehen von dem Fehlen der undurchsichtigen Rinde dort. Ich halte auch in diesem Gesteine die gelblich durchsichtigen runden Körner für P e r i k l a s, der aber oft schon grossentheils zu S e r p e n t i n umgewandelt erscheint, welcher letztere die doppelbrechenden Lamellen bildet.

Die schwarze Farbe verdankt dieses Gestein den hier sehr reichlich vorhandenen M a g n e t k i e s k ö r n e r n, die auch hier sowohl im trüben Calcit, als in den zersetzten Periklaskörnern erscheinen.

Gar nicht oder wenig zu Serpentin umgewandelte Periklaskörner sind besonders in den erzarmen oder erzfreien Partien des Gesteines zu bemerken, somit scheint die Bildung der Magnetkieskörner mit der Umwandlung des Periklases in einem Zusammenhange zu stehen.

Dünnschliffe dieses Gesteines, unter dem Mikroskope mit verdünnter Salzsäure behandelt, zeigten mir, dass der wenig trübe Calcit sich rasch unter Aufbrausen löste, der trübe (wahrscheinlich mit Kieselerde stark imprägnirte) Calcit löste sich nur wenig; Magnetkies, durchsichtiger Periklas und die Serpentinlamellen lösten sich gar nicht. Das trübe Innere der meisten Periklaskörner scheint auch mit Kieselerde imprägnirt zu sein und die Serpentinbildung vorzubereiten.

Das äussere Aussehen dieses Gesteines ist das eines theils feinkörnigen, theils fast dichten, pechschwarzen Kalksteines, welcher nur hier und da hellere graue bis fast weisse Flecken oder Adern zeigt. An den feinkörnigen Stellen glitzert das Gestein wegen der vorhandenen kleinen Calcitspaltflächen, in den dichten Partien ist es matt. Die Periklas- und Erzkörner sind äusserlich fast gar nicht zu unterscheiden.

Von den übrigen 13 untersuchten Gesteinen erwiesen sich die 3 weissen Gesteine als reiner körniger Kalkstein.

(Schluss folgt im nächsten Hefte.)

XXXII. Notizen.

Ueber eine merkwürdige Eigenschaft des Anorthites.

Mit Hilfe eines von mir construirten Universaltisches für das Mikroskop ist es mir gelungen, folgende merkwürdige Eigenschaft des Anorthites zu constatiren.

Drehen wir unter Anwendung eines Gypsplättchens unter dem Polarisationsmikroskop eine aus einem Zwillingskrystall geschnittene Platte, so erhält ein jedes Individuum eine besondere Farbenreihe in der Scala, welche sich mit Hilfe des Quarzkeilcomparators von Michel-Lévy nummerisch bestimmen lässt.

Ich nenne eine optische Zwillingsaxe eine Richtung von der Beschaffenheit, dass die Farben beider Individuen in einer normal zu dieser Richtung aus dem Zwilling hergestellten Platte innerhalb derselben Grenzen der Scala variiren.

Nun lässt sich leicht constatiren, dass bei einem Zwilling von Anorthit nach (010) eine der beiden optischen Axen (und zwar diejenige, welche mit der Verticalaxe den Winkel von $6^{1}/_{2}{}^{0}/_{0}$ einschliesst) eine optische Zwillingsaxe[1]) ist.

Nennen wir „Hauptrichtung“ diejenige Richtung, normal zu welcher hergestellte Platten[2]) gleichzeitige Auslöschung beider Individuen des Zwillings zeigen, so lässt sich diese Eigenschaft auch so formuliren: Eine der beiden optischen Axen ist eine Hauptrichtung.

Dieses Resultat gibt ein einfaches Mittel an die Hand, um Anorthit in Gesteinsdünnschliffen zu erkennen, da alle anderen Feldspathe diese Eigenschaft nicht besitzen; selbst beim Labradorit schliessen die beiden Richtungen einen ziemlich grossen Winkel ein.

Genügende krystallographische Orientirung dieser Richtung gewährte mir die erwünschte Möglichkeit, die optischen Constanten in der stereographischen Projection anzugeben; ich habe auch mit aller Sorgfalt deren Richtigkeit geprüft und bestätigt.

Ich behalte mir vor, in einer späteren Abhandlung diesen Gegenstand umständlicher darzulegen. Für jetzt möchte ich mich damit begnügen, mitzutheilen, dass eine optische Axe mit der Verticalaxe den Winkel $6^{1}/_{2}{}^{0}$ und mit der Normalen zur Basisfläche P (001) circa 20° einschliesst; die andere optische Axe macht mit der ersteren einen Winkel von circa 79° und mit der Normalen zur Fläche M (010) einen Winkel von 34°.

---

[1]) Es lässt sich leicht beweisen, dass die optische Zwillingsaxe senkrecht zu einer Ebene steht, welche parallel zur krystallographischen Zwillingsaxe und einer der drei Symmetrieaxen des optischen Elasticitätsellipsoides ist. Es gibt also im allgemeinen drei optische Zwillingsaxen.

[2]) Ausser der zur krystallographischen Zwillingsaxe normalen Platte.

Zum andern Mal in der Plagioklasreihe treffen wir eine grosse Annäherung der (aber hier verschiedenartigen) optischen Axen beim Oligoklas. Die Axen A_2 und A_1' nähern sich bis zu 5°. Es ist besonders bemerkenswert, dass wir bei diesem, in der ganzen Reihe der Plagioklase auch geometrisch der monoklinen Symmetrie am nächsten stehenden Gliede einen echten optischen Isomorphimus mit dem Orthoklas haben.

E. v. Fedorow, Petersburg.

Optischer Charakter des Melilith als Gesteinsgemengtheil.

In den gebräuchlichen Tabellen und Handbüchern wird durchwegs der Melilith als negativ bezeichnet. In der That ergibt der Humboldtilith vom Vesuv $\varepsilon < \omega$, und an Präparaten des durch Stelzner's classische Untersuchung bekannten Melilithbasaltes vom Hochbohl bei Owen zeigt sich bei Untersuchung der leistenförmigen Querschnitte der Tafeln mit dem Gypsplättchen $\mathfrak{c}$ in der Längsrichtung. Dagegen gibt es Melilithe, die sich entgegengesetzt verhalten. So zeigen die mit ausgezeichneter Pflockstructur versehenen Melilithdurchschnitte des melilithreichen Nephelinbasaltes vom Steinberge bei Hamm (Bořicky's „Nephelinpikrit"), $\mathfrak{c}$ in der Richtung der Hauptaxe, quer zur Längsrichtung der Leisten, und ebenso verhalten sich Melilith-Durchschnitte in einem Dünnschliff des deckenförmig auftretenden Nephelinitoid-Basaltes von Schreckenstein bei Aussig aus der Sammlung von Prof. Hibsch in Tetschen-Liebwerd.

Man wird nicht fehlgehen, wenn man annimmt, das die gesteinbildenden Melilithe isomorphe Mischungen von zwei Endgliedern seien, von denen das eine mit negativer Doppelbrechung wohl im vesuvischen Humboldtilith vorliegt, während das positive noch unbekannt ist. Mit dieser Ansicht harmonirt auch die ausserordentlich schwache Doppelbrechung der gesteinbildenden Melilithe, die entschieden geringer ist, als die für Humboldtilith gefundene Zahl $\omega - \varepsilon = 0{\cdot}005$ erwarten liesse.

Positiven Charakter der Doppelbrechung hat übrigens kürzlich G. Bodländer an Melilithtafeln beobachtet, die beim Brennen von Portland-Cement entstanden; er vermuthet, dass reichlicher *Mg*-Gehalt die Abweichung bedinge. (Neues Jahrb. für Min. 1892, I, S. 53.)

F. Becke.

XXXIII. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

J. Beckenkamp: Zur Symmetrie der Krystalle: 3. Aragonit von Bilin. 4. Kalkspath von Nieder-Rabenstein. — Zeitschr. f. Kryst. XX, 2, 1892.

C. Klein: Ueber das Krystallsystem des Apophyllits und den Einfluss des Drucks und der Wärme auf seine optischen Eigenschaften. — Sitzungsber. d. Berliner Akad. 1892, XVIII.

K. Kroeker: Ueber die Abhängigkeit der specifischen Wärme des Boracits von der Temperatur. — Nachr. d. Göttinger kgl. Gesellsch. d. Wiss. 1892, Nr. 4.

G. Linck: Ueber die Zwillingsbildung und den orientirten Schimmer am gediegen Eisen. — Zeitschr. f. Kryst. XX, 3, 1892.

R. Panebianco: Sulla condizione che lega gli indici degli scalenoedri. — Riv. di Min. e Crist. Ital. Vol. XI, 1892.

Derselbe: Nota sulla forma cristallina della Melanoflogite. — Riv. di Min. e Crist. Ital. Vol. X.

F. Pockels: Ueber die Berechnung der optischen Eigenschaften isomorpher Mischungen aus denjenigen der gemischten reinen Substanzen. — Neues Jahrb. f. Min. etc. Beilagebd. VIII, 1892.

Stan. Jos. Thugutt: Mineralchemische Studien. — Dorpat 1891.

Mineralogie.

A. Brunlechner: Descloizit und Pseudomorphosen von Descloizit nach Vanadinit, ein neues Mineralvorkommen vom Obir. — „Carinthia.“ II, Nr. 2, 1892.

L. Duparc et L. Mrazec: Notice sur la composition chimique de la Néphrite de la Nouvelle-Zélande. — Arch. des Sc. phys. et nat. Troisième période, T. XXVII, Janvier 1892, pag. 115.

F. A. Genth and S. L. Penfield: Contributions to Mineralogy, Nr. 52, with Cristallographic Notes. — Am. Journ. of Sc. Vol. XLIII, March 1892.

Alexander Schmidt: Ueber den Bournonit von Nagybánya. Természetrajzi Füzetek. XIV, 1891.

Petrographie, Geologie.

W. S. Bayley: Notes on the Petrography and Geology of the Akeley Lake Region, in Northeastern Minnesota. 19. Ann. Report of the Geol. and Nat. Hist. Survey of Minnesota. March 1892.

M. L. Duparc: Recherches sur la nature des eaux et des vases du lac d'Annecy. — Comptes rendus. 1 février 1892.

Derselbe: Variations dans la quantité d'alluvion charriée dans les torrents glaciaires. — Arch. des Sc. phys. et nat. Troisième période, T. XXVI, Nov. 1891, pag. 531.

J. E. Hibsch: Die Insel älteren Gebirges und ihre nächste Umgebung im Elbthale nördlich von Tetschen. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1891, Bd. XLI, 2. Heft.

C. R. van Hise: The Iron Ores of the Marquette District of Michigan. — Am. Journ. of Sc. Vol. XLIII, Februar 1892.

R. D. Irving and C. R. van Hise: The Penokee Iron Bearing Series of Michigan and Wisconsin. — Tenth Ann. Rep. of the Directors. 1889—1890.

K. A. Lossen: L. Milch's Inaugural-Dissertation: Die Diabasschiefer des Taunus. — Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. Jahrg. 1891.

A. Osann: Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine des Cabo de Gata. — Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. Jahrg. 1891.

R. Pumpelly and R. van Hise: Observations upon the Structural Relations of the Upper Huronian, Lower Huronian and Basement Complex on the North Shore of Lake Huron. — Am. Journ. of Sc. Vol. XLIII, March 1892.

A. Rosiwal: Beiträge zur geologischen Kenntnis des östlichen Afrika. Ueber Gesteine aus dem Gebiete zwischen Usambra und dem Stefanie-See nebst einem Anhange über Gesteine aus Schoa und Assab. — Denkschr. d. math.-naturw. Cl. d. k. Akad. d. Wiss. Bd. LVIII, 1891.

Th. Sampaio: Considerações geographicas e economicas sobre o valle do Rio Paranapanema. — Bol. da Commissão geogr. e geol. do estado de S. Paulo. Nr. 4, 1890.

F. v. Sandberger: Ueber die Erzgänge der Gegend von Freudenstadt und Burlach im württembergischen Schwarzwald. — Sitzungsber. d. math.-phys. Cl. der k. bayer. Akad. d. Wiss. Bd. XXI, Heft 3, 1891.

C. Schmidt: Beiträge zur Kenntnis der im Gebiete von Blatt XIV der geologischen Karte der Schweiz in 1:100.000 auftretenden Gesteine. — Anhang zur XXV. Lieferung der Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Bern 1891.

J. J. Sederholm: Sind die Rapakiwimassive als Lakkolithe oder Massenergüsse zu deuten? — Mitth. d. naturw. Ver. f. Neu-Vorpommern u. Rügen. 1892.

G. H. F. Ulrich: On the Occurrence of Nephelin-bearing Rocks in New Zealand. — Transact. of the Austral. Assoc. for the Adv. of Sc. Vol. III, 1891.

M. Vacek: Einige Bemerkungen zur Theorie der Glarner Doppelfalte. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Bd. XLII, Heft 1, 1892.

Derselbe: Ueber die geologischen Verhältnisse des Rosaliengebirges. — Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Nr. 16, 1891.

M. E. Wadsworth: On the Relations of the Eastern Sandstone of Keweenaw Point to the Lower Silurian Limestone. — Am. Journ. of Sc. Vol. XLII, August 1891.

Derselbe: The South Trap Range of the Keweenawan Series. — Am. Journ. of Sc. Vol. XLII, Nov. 1891.

Derselbe: Preliminary Description of the Peridotytes, Gabbros, Diabases and Andesytes of Minnesota. — Geol. and Nat. Hist. Surv. of Minnesota. Bull. Nr. 2, 1887.

W. S. Bayley: Summary of Progress in Mineralogy and Petrography in 1891. — Am. Naturalist. 1892.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp in Wien.

XXXIV. Ueber Predazzit und Pencatit.

Von **Ottokar Leneček.**

(Mit Tafel X.)

(Schluss.)

Von den dunklen, gebänderten, sogenannten Pencatiten waren die einen nur von Eisenerzkörnern ganz durchsetzte und nur wenige kleine Silicatkörner enthaltende Kalksteine (die vorhandenen Schliffe eines Pencatites, das eine Gestein des Institutes, 3 Gesteine des Hofmuseums), die anderen (3 Gesteine des Hofmuseums) waren ausser von Erzkörnern auch von den kleinen Silicatkörnern ganz durchsetzt; letztere werden bei Predazzo als Cipollino bezeichnet, enthalten aber keinen Glimmer und haben ein ganz dichtes Aussehen.

Ein Gestein musste aus der nächsten Nähe der Contactgrenze zwischen dem Kalke und den Eruptionsmassen genommen worden sein, denn es enthielt ausser Calcit und kleinen Magnetkieskörnern sehr viele grosse Körner von Olivin (Batrachit), dann farblose Pyroxen- und Amphibolkörner und im durchfallenden Lichte grüne Spinelle mit quadratischen Durchschnitten. Alle diese Minerale sehen hier genau ebenso aus wie in den seinerzeit von Prof. Becke[1]) angefertigten, im Institute noch vorhandenen Schliffen von Contactgesteinen von Predazzo, in welchen Becke die von ihm beschriebenen Glas-

[1]) Becke, Glaseinschlüsse in Contactmineralien von Canzacoli bei Predazzo. Tschermak's mineral. u. petrogr. Mitth. V, 1883, pag. 174.



einschlüsse im Batrachit beobachtet hatte. Von diesen Schliffen Becke's zeigen zwei auch noch ganz deutlich kleine, vollständig isotrope, meist unregelmässig rundliche Durchschnitte von farblosem Periklas, die auch stellenweise in grösserer Anzahl dicht beisammen erscheinen, woraus auch das Vorkommen des Periklas unmittelbar an dem Contacte erhellt.

Schliesslich wäre noch zu erwähnen, dass die Schliffe des Pencatit vom Vesuv sich als die eines Kalksteines erwiesen, der eine Grundmasse aus lauter sehr trüben, bräunlichen, unregelmässig begrenzten Calcitkörnern besitzt, in welcher eingesprengt farblose, durchsichtige, etwas grössere Calcitkörner erscheinen, kenntlich an der Spaltbarkeit, starken Doppelbrechung, negativem einaxigen Axenbilde. Diese Körner zeigen ganz unregelmässige Begrenzungen und bei näherer Betrachtung zeigt es sich, dass das ursprünglich homogene Gestein stark zertrümmert worden sein musste, da es von feinen und breiteren Sprüngen und auch rundlichen Hohlräumen ganz durchsetzt ist, in welchen sich eben jener farblose Calcit erst später gebildet hat, und zwar so, dass meist jeder Hohlraum oder kürzere, breitere Spalt von einem einzigen Calcitindividuum ausgefüllt wurde. In einzelnen, vom Calcit nicht vollständig ausgefüllten solchen Hohlräumen erscheint auch Hydromagnesit in aus lauter concentrisch radial angeordneten Nadeln bestehenden Gruppen. Diese feinen Nadeln werden es wohl gewesen sein, die dem Gesteine den Namen Pencatit wegen ihres Wasser- und Magnesiagehaltes verschafft hatten.

Um auch den von Predazzo noch nicht beschriebenen Periklas der oben angeführten Predazzite mit dem vom Vesuv bekannten Vorkommen zu vergleichen, untersuchte ich auch 3 Handstücke von periklasführendem Gesteine des Monte Somma, von denen zwei sich in der Institutssammlung befanden, das dritte mir auf meine Bitte Herr Prof. Cossa in Turin zu übersenden die Güte hatte, wofür demselben an dieser Stelle noch mein besonderer Dank ausgesprochen werden möge. Diese drei untersuchten Gesteine waren äusserlich alle sehr verschieden und zeigten auch im Dünnschliffe eine verschiedene Zusammensetzung.

Das eine Stück zeigt den Periklas in grösseren, 2—8 Millimeter langen und ebenso breiten, grünlich oder bräunlich dunklen,

fast mattschwarzen Körnern in einer Grundmasse von weissem oder farblosem Calcit und farblosem Olivin. Im Dünnschliffe unter dem Mikroskope erscheint der Periklas fast farblos, sehr schwach gelblich gefärbt, mit deutlicher hexaëdrischer Spaltbarkeit, sehr hoher Lichtbrechung, und die grösseren Körner aus vielen kleineren ungleich orientirten Stücken zusammengesetzt (die Orientirung ist an den Spaltrichtungen deutlich zu erkennen), die Zwischenräume meist mit Calcit ausgefüllt, oft in ungemein feinen Lagen. Im polarisirten Lichte sind alle Periklaskörner vollkommen isotrop. Die Umrisse der Durchschnitte sind fein, meist ganz unregelmässig, nur selten sind auch Sechsecke und Vierecke zu bemerken. Der Calcit ist theils durchsichtig, theils getrübt und dann im durchfallenden Lichte grau gefärbt, er zeigt meist gar keine Spaltbarkeit und nur selten eine Zwillingsstreifung. Der Olivin zeigt unregelmässige Umrisse, unvollkommene Spaltbarkeit, mittlere Doppelbrechung, sehr starke Lichtbrechung, im allgemeinen ist er dem Batrachit in den erwähnten Schliffen Becke's ähnlich. Dieses Vorkommen von Periklas in farblosem Olivin dürfte demnach dem zuerst von Scacchi[1]) und Damour[2]) beschriebenen und untersuchten Vorkommen entsprechen.

Das zweite Gestein erscheint gleichmässig zusammengesetzt aus farblosen, an den Spaltflächen sehr stark glänzenden, durchsichtigen, 1—3 Millimeter grossen Calcitkörnern, zwischen denen sich, überall gleichmässig vertheilt, $^1/_4$—1 Millimeter grosse, gelblichbraune bis dunkelbraune, meist auch glänzende Körner von Periklas zeigen. An verwitterten Stellen ist der Calcit weiss oder gelblich undurchsichtig, dicht, erdig, und die Periklaskörner sind stark roth gefärbt, mitunter sind dieselben auch bereits aus dem Calcit herausgefallen oder ausgelaugt und die dadurch entstandenen Hohlräume mit einer rothen Substanz (Eisenoxydhydrat) erfüllt. Im Dünnschliffe erscheint der Calcit fast überall durchsichtig, mit wenigen, aber breiten Zwillingsstreifen und überall mit sehr vollkommener Spaltbarkeit. Die Periklaskörner erscheinen mit intensiv bräunlichgelber Farbe vollkommen durchsichtig, zeigen die Spaltbarkeit nach dem Hexaëder meist sehr deutlich und vollkommen, sind aber fast

[1]) Scacchi, Della Periclasia, nuova specie di minerale del Monte Somma. Memorie mineralogiche. Napoli 1841, pag. 22.

[2]) Damour, Annales des Mines. 4. sér., Tome III, 1843, pag. 369.

alle von einer mehr oder weniger breiten, undurchsichtigen, braunen Rinde umgeben (ebenso wie die Periklaskörner in dem einen, oben beschriebenen, schwarzen Pencatit). Die Körner enthalten sehr viele Einschlüsse, Gase, Calcit und Silicatkörner, zeigen eine sehr starke Lichtbrechung und sind im polarisirten Lichte meist vollständig isotrop. Die Form der Durchschnitte ist meist ganz rund; hier und da sind auch mehr geradlinige Umrisse mit stark abgerundeten Ecken wahrnehmbar, die wegen der Spaltbarkeit auf 6, 4 und 3 eckige Oktaëderdurchschnitte weisen. Die starke Abrundung aller Ecken und die breite Rinde der Körner deutet darauf hin, dass die Oberfläche dieser Körner einst geschmolzen war. Ausserdem enthält das Gestein noch stark doppelbrechende Körner, deren Durchschnitte auch mitunter längliche Vier- und Sechsecke sind von schiefer oder zur Längsrichtung gerader Auslöschung, auch Zwillingsverwachsungen zeigen und farblose Pyroxene oder Amphibole zu sein scheinen.

Das dritte Gestein, das mir Herr Prof. Cossa zugesandt hatte, sieht äusserlich ganz anders aus. Der Calcit bildet auch hier die Grundmasse, ist aber oft undurchsichtig weiss und zeigt seltener glänzende Spaltflächen. Die Periklaskörner sind ebenfalls ziemlich gleichmässig vertheilt, grösser als im vorigen Gesteine und braun bis grünlichschwarz gefärbt. Ausserdem erscheint das ganze Gestein durchsetzt von einer stark seidenglänzenden, schneeweissen Substanz, die besonders gern die einzelnen Periklaskörner umgibt und den frischen Bruchflächen des Gesteines einen eigenthümlichen Glanz verleiht. Im Dünnschliffe zeigt der Calcit fast gar keine Spaltbarkeit, die Zwillingsstreifung selten, und er ist grossentheils stark getrübt, wodurch er eine oft dunkelgraue Farbe im durchfallenden Lichte zeigt. Diese Trübung wird von lauter kleinen, oft ganz eigenthümlich in Reihen, Zonen und Flecken angeordneten Einschlüssen hervorgerufen, die meist die Form von kleinen Canälchen besitzen und in ihrer Anhäufung und Anordnung aussehen, als ob sie von Organismen (Rhizopoden etwa) herrühren würden.

Die Periklaskörner sind von derselben Beschaffenheit wie in dem vorigen Gesteine, doch meist grösser und die Schmelzrinde fehlt hier oder ist viel dünner, oft schon ganz oder theilweise zersetzt, denn man sieht, dass die Periklaskörner die Höhlungen im Gesteine nicht mehr ganz ausfüllen so wie im vorigen Gesteine, sondern sie sind umgeben von Hydromagnesit, der die Zwischenräume und auch sonst im

ganzen Gesteine alle Hohlräume, Sprünge und Spalten ausfüllt. Das Vorkommen des Hydromagnesit ist hier ein ähnliches, wie es in dem oben beschriebenen Pencatit vom Vesuv ebenfalls die Spalten und Hohlräume ausfüllt, nämlich es erscheinen zahlreiche, dünne, meist um einzelne Punkte radial concentrisch gestellte Nadeln (beim Schleifen fallen dieselben jedoch zum Theile heraus, daher sie wahrscheinlich vor dem Schleifen viel dichter waren, und das weisse, seidenglänzende Mineral zusammensetzten). Die Eigenschaften dieser Nadeln sind genau dieselben wie sie beim Pencatit vom Vesuv angegeben wurden. Ausserdem enthält auch dieses Gestein dieselben Silicate wie das vorige, und zwar ebenfalls in oft schönen länglichen Sechs- und Vierecken.

Schliffe dieses Gesteines wurden unter dem Mikroskope mit verdünnter Salzsäure behandelt, der Calcit löste sich rasch unter heftigem Aufbrausen vollständig auf (wobei die Trübung sehr bald verschwand), die Hydromagnesitnadeln ebenfalls, doch langsamer und zumeist ruhiger, der Periklas und die Silicatkörner wurden nicht gelöst. Mit kalter Lösung von $Ag\,NO_3$ behandelt (unter dem Mikroskope im Dünnschliffe), färbte sich die Rinde der Periklaskörner und alle Sprünge, sowie die feinen Canälchen im trüben Calcit nach kurzer Zeit dunkelbraun bis schwarz. Wurde der Schliff vorher erhitzt, so trat die Färbung fast momentan ein, auch der Hydromagnesit wurde überall in den Zwischenräumen schwarz. Die durchsichtigen Periklasdurchschnitte wurden nur dunkler, aber nicht undurchsichtig. (Das Silberoxyd schlägt sich wohl nur an den rauhen, porösen Flächen nieder; der Hydromagnesit wird beim Glühen porös.)

Hier möchte ich nun noch einige Bemerkungen über das Verhalten von Predazzit und Pencatit gegenüber verdünnter Salzsäure und über die Behandlung desselben mit der $Ag\,NO_3$-Lösung hinzufügen.

Wird ein Predazzitdünnschliff unter dem Mikroskope mit verdünnter Salzsäure behandelt, so kann man wahrnehmen, dass der Hydromagnesit in den Einsprenglingen sich bedeutend langsamer und ruhiger auflöst als der Calcit der Grundmasse; denn wenn der Schliff zuerst mit einem Deckglase bedeckt wird und die Säure tropfenweise von der Seite unter das Deckglas gebracht wird, so dass der Schliff hauptsächlich nur vom Rande aus von der Säure angegriffen wird, so ist stets vom Rande aus in einem ziemlich

breiten Streifen der Calcit des Gesteines bereits vollständig aufgelöst, während die Hydromagnesit-Einsprenglinge wohl trübe geworden sind, aber überall noch zu sehen sind und erst später ganz verschwinden. Oft bleibt auch nach den Einsprenglingen eine geringe Menge eines feinen Pulvers übrig, die mir von einem Kieselgehalte derselben herzurühren scheint. In dem Verhältnisse, als der Calcit dünner wird, bis er zuletzt ganz verschwindet, ist auch zu bemerken, dass alle Einsprenglinge mit einander durch sehr feine Ausläufer, welche zugleich den Grenzen der einzelnen Calcitkörner entsprechen, zusammenhängen; oft ist dieses Netz von Hydromagnesit, dessen Knotenpunkte die grösseren Einsprenglinge sind, ganz deutlich noch zu sehen, wenn der Calcit aus den Maschen desselben bereits vollständig verschwunden ist. Hiermit erscheint es bewiesen, dass die Bildung der Hydromagnesit-Einsprenglinge auf nassem Wege als Infiltrationsproduct des Wassers, aus den früher vorhandenen Periklaskörnern erfolgte. Werden Stücke oder grob gepulverter Predazzit in sehr verdünnte Salzsäure gelegt, so löst sich der Calcit sehr schnell unter starkem Aufbrausen, während noch längere Zeit ein weisses Pulver, bestehend hauptsächlich aus den Hydromagnesit-Einsprenglingen, ungelöst zurückbleibt, ein Beleg für die geringere Löslichkeit der Einsprenglinge als der Calcitgrundmasse. Pencatit, im Dünnschliffe mit verdünnter Salzsäure behandelt, zeigt dasselbe Verhalten wie Predazzit, das Erz wird nicht merklich dabei angegriffen. Periklas ist in verdünnter Salzsäure so gut wie unlöslich, wohl aber in heisser concentrirter Säure.

Werden Dünnschliffe von Predazzit unter dem Mikroskope mit der Lösung von $AgNO_3$, ähnlich wie vorher mit der Salzsäure, behandelt, so färben sich die Einsprenglinge in der ersten Zeit nicht dunkler, nach einiger Zeit aber, wenn die Lösung verdunstet, schlägt sich natürlich schwarzes $Ag\,O$ in feiner Vertheilung, doch fast ebenso sehr auf dem Calcit, wie auf dem Hydromagnesit nieder. Ein schwarzer Niederschlag von $Ag\,O$ findet aber auf jeder beliebigen Unterlage statt, wenn die Lösung verdampft, auch im ganz reinen Glasgefässe; es ist also der Niederschlag nach längerer Zeit kein Kennzeichen für das Vorhandensein von $Mg\,O$; an rauhen Flächen ist er natürlich auch stärker als an glatten. Wird der Schliff aber vorher geglüht, wobei die Einsprenglinge undurchsichtig werden, abgekühlt, mit Wasser befeuchtet, wodurch die Einsprenglinge wieder durchsichtig

werden, und dann die Lösung hinzugefügt, so tritt sofort eine Gelbfärbung, dann Bräunung, endlich Schwärzung aller Einsprenglinge im Schliffe ein. Zum Vergleiche wurde auch Brucit von Hoboken und Hydromagnesit von Kraubat in die $AgNO_3$-Lösung gelegt; beide wurden nicht gefärbt, nur am Brucit hatten sich einzelne vorher undurchsichtig weisse Ecken und Kanten schwarz gefärbt. (Das Undurchsichtigwerden, die Verstäubung des Brucites war jedenfalls durch Wasserabgabe verursacht worden, es war also dort nur MgO vorhanden). Periklas, künstlicher und aus den Gesteinen vom Vesuv herausgeätzter, färbte sich sogleich ganz schwarz. Geglühter, daher undurchsichtiger Brucit und geglühter Hydromagnesit, nach dem Abkühlen in die Lösung gelegt, färbten sich sogleich braun, in kurzer Zeit schwarz. Der Niederschlag von braunem, in grösserer Menge schwarzem AgO aus der salpetersauren Lösung ist also nur eine Reaction auf reines MgO; Magnesiahydrat, also auch Brucit als solcher, ruft denselben nicht hervor. Im Predazzit, und zwar in den Einsprenglingen, ist demnach MgO, und zwar in einer solchen Verbindung enthalten, die dasselbe nach dem Glühen rein vorhanden sein lässt.

Ausser in den optischen und den Structurverhältnissen fand ich auch noch in der Bestimmung des specifischen Gewichtes einen Beleg dafür, dass die Einsprenglinge aus Hydromagnesit und nicht aus Brucit bestehen. Nach dem von Rosenbusch[1]) angegebenen Verfahren wurde fein gepulverter Predazzit in eine concentrirtere Lösung von Kaliumquecksilberjodid gebracht; als zufolge der Bestimmung mittelst der Westphal'schen Wage das specifische Gewicht der Lösung 2·439 betrug, konnte leicht der Calcit (specifisches Gewicht = 2·6—2·8) von einem leichteren, noch oben schwimmenden Minerale getrennt werden. Erst als das specifische Gewicht der Flüssigkeit 2·289 betrug, fing ein Theil dieses Minerals an in der Lösung zu schwimmen, während Brucit mit dem specifischen Gewichte = 2·3—2·4 schon hätte untergesunken sein müssen, besonders wenn man bedenkt, dass bei der innigen Mengung der Minerale im Gesteine auch noch öfter Calcitstückchen an den Einsprenglingen anhaften mussten, das Resultat der Bestimmung also eher zu gross als zu klein war. Das specifische

[1]) Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigsten Mineralien. 2. Aufl., Stuttgart 1885, pag. 207 u. 215.

Gewicht eines Stückchens Hydromagnesit von Kraubat wurde dann zu 2·252 bestimmt, und zu gleicher Zeit konnte bemerkt werden, dass bei dieser Dichte der Flüssigkeit der grösste Theil des Pulvers in derselben schwamm, während ein Theil noch leichter, ein Theil schon schwerer war, als diese Zahl angibt. Das auf diese Weise vom Calcit getrennte Mineralpulver wurde nun noch chemisch untersucht; mit verdünnter Salzsäure brauste es ein wenig auf und löste sich dann ruhig vollständig auf; diese Auflösung gab sehr deutlich mit phosphorsaurem Natron die Reaction auf Magnesia und verhielt sich auch sonst genau so wie diejenige des Hydromagnesits von Kraubat.

Zum Schlusse möchte ich noch bemerken, dass mir die von Dana[1]) beschriebene Pseudomorphose von Serpentin nach einem unbekannten, in Würfeln krystallisirenden Minerale von Brewster, welche Friedel[2]) untersuchte und für Serpentin in zweifacher Ausbildung erklärte, auch eine Pseudomorphose von Serpentin nach Periklas zu sein scheint, so wie der Serpentin, der nach Periklas im Predazzit vorkommt, da doch jedenfalls das ursprüngliche Mineral tesseral gewesen sein musste, und für Periklas auch die hexaëdrische Spaltbarkeit, sowie auch die grüne Farbe im auffallenden, die gelbliche im durchfallenden Lichte spricht, welche Eigenschaften auch an dem von Sjögren[3]) beschriebenen, von einer Pseudomorphose von Brucit umgebenen, grünen Periklase von Nordmarken zu beobachten sind. Doch dürfte vielleicht am Periklas von Nordmarken die pseudomorphe Umhüllung der Körner auch eher aus Hydromagnesitnadeln bestehen als aus Brucitfasern, theils wegen der Structur, theils wegen der sehr geringen Doppelbrechung der Fasern.

---

[1]) Dana, On Serpentine Pseudomorphs and other kinds, from the Tilly Foster Iron Mine, Putnam Co., New-York. Amer. Journal of Science. III, VIII, pag. 371 u. 447.

[2]) Friedel, Sur une Serpentine de Brewster (New-York). Bull. de la Société française de Minéralogie. Nr. 4, Tome XIV, Avril 1891, pag. 120.

[3]) Sjögren, Periklas vid Nordmarks grufvor. Öfversigt af Kongl. Vetenskaps-Akademiens Förh. 1887, Nr. 7, pag. 479. — Derselbe, Om Nordmarks periklasen. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 1887, Bd. IX, H. 7, pag. 526.

Aus der vorliegenden Untersuchung geht somit hervor:

Die gewöhnlich mit dem Namen Predazzit und Pencatit bezeichneten Gesteine enthalten als Gemengtheil nicht im Calcit eingesprengte Brucitblättchen, wie bisher angenommen wurde, sondern zumeist Hydromagnesit in Form von oft regelmässig begrenzten (oktaëdrischen), eingesprengten Körnern, die aus sehr feinen, dicht nebeneinander liegenden Fasern oder Nadeln bestehen, oder letztere erfüllen mehr oder weniger dicht alle Hohlräume und Spalten des Gesteines; dieses Mineral erklärt auch den Gehalt an MgO und H_2O, der neben CaO und CO_2 in den Analysen der Predazzite und Pencatite gefunden wurde. Die erste Ausbildung des Hydromagnesits ist eine Pseudomorphose nach Periklas, die letztere ein Infiltrationsproduct allein. Der vom Wasser gelöste und fortgeführte Hydromagnesit wird auch in grösseren Mengen auf grösseren Kluftflächen, meist als Hydromagnesit wieder, seltener auch modificirt als Brucit abgesetzt.

Ursprünglich enthielten nun fast alle diese Gesteine mehr oder weniger, und verschieden gleichmässig vertheilt, eingesprengten Periklas, der bei Predazzo in zwei eben solchen Modificationen vorkam, wie sie oben vom Vesuv angegeben wurden: am Rande unveränderte, fast farblos durchsichtige, mehr eckig begrenzte Körner, und mit einer Schmelzrinde versehene, stark gelblich gefärbte, stets mehr rundlich begrenzte Körner; erstere Ausbildung findet sich in grösseren, fast noch unveränderten Körnern, letztere grösstentheils zu Serpentin umgewandelt, auch heute noch, wenn auch seltener, bei Predazzo. In kleineren, vereinzelten Körnern, die auch mehr oder weniger zu Serpentin umgewandelt sind, ist der Periklas bei Predazzo in den Contactgesteinen überhaupt nicht selten. Durch den Einfluss des Wassers — vielleicht wirken auch andere Ursachen noch mit — ist der Periklas bei Predazzo fast überall bereits verändert und oft auch theilweise aus dem Gestein ausgelaugt worden, und zwar entstand gewöhnlich, da das Wasser meist stark kohlensäurehältig war, als Umwandlungsproduct Hydromagnesit, seltener, wenn das Wasser kieselsäurereich war, auch Serpentin. Die aus den Periklasen stammende, vom Wasser fortgeführte Magnesia wurde aber auch überall in den Hohlräumen und Spalten in Form von Hydromagnesit wieder abgesetzt, in grösseren Spalten und Klüften, auch in der Form von Serpentinbändern, selten auch aus kohlensäurefreien oder -armen Lösungen als Brucitkrystalle ausgeschieden.

Am Vesuv ist nur die Umwandlung zu Hydromagnesit, und zwar als directe Pseudomorphose, die an der Rinde der Periklaskörner beginnt, beobachtet worden; auch als Infiltrationsproduct der Magnesia führenden Lösungen bemerkte ich in dem einen darüber Aufschluss gebenden Gesteine nur Hydromagnesit.

Die dunklen, eisenreicheren Pencatite sind durch den Gehalt an Magnetkies, welcher ihnen die dunkle Färbung verleiht und auch in äusserlich sichtbaren Streifen, Bändern und Flecken zu erkennen ist, von den weissen Predazziten deutlich unterscheidbar. In ihrer sonstigen Zusammensetzung und ihren Eigenschaften unterscheiden sie sich aber von diesen nicht.

Erklärung der Taf. X.

Fig. 1. Vergrösserung 80 : 1. Weisser Predazzit von Predazzo, Dünnschliff im gewöhnlichen Lichte. Hydromagnesit-Einsprenglinge, oben mit runden Calcit-Einschlüssen, unten mit schwarzen nadelförmigen Einschlüssen von Eisenerz, der Grund ist körniger, trüber Calcit, unten mit nadelförmigen Einschlüssen wie im Hydromagnesit.

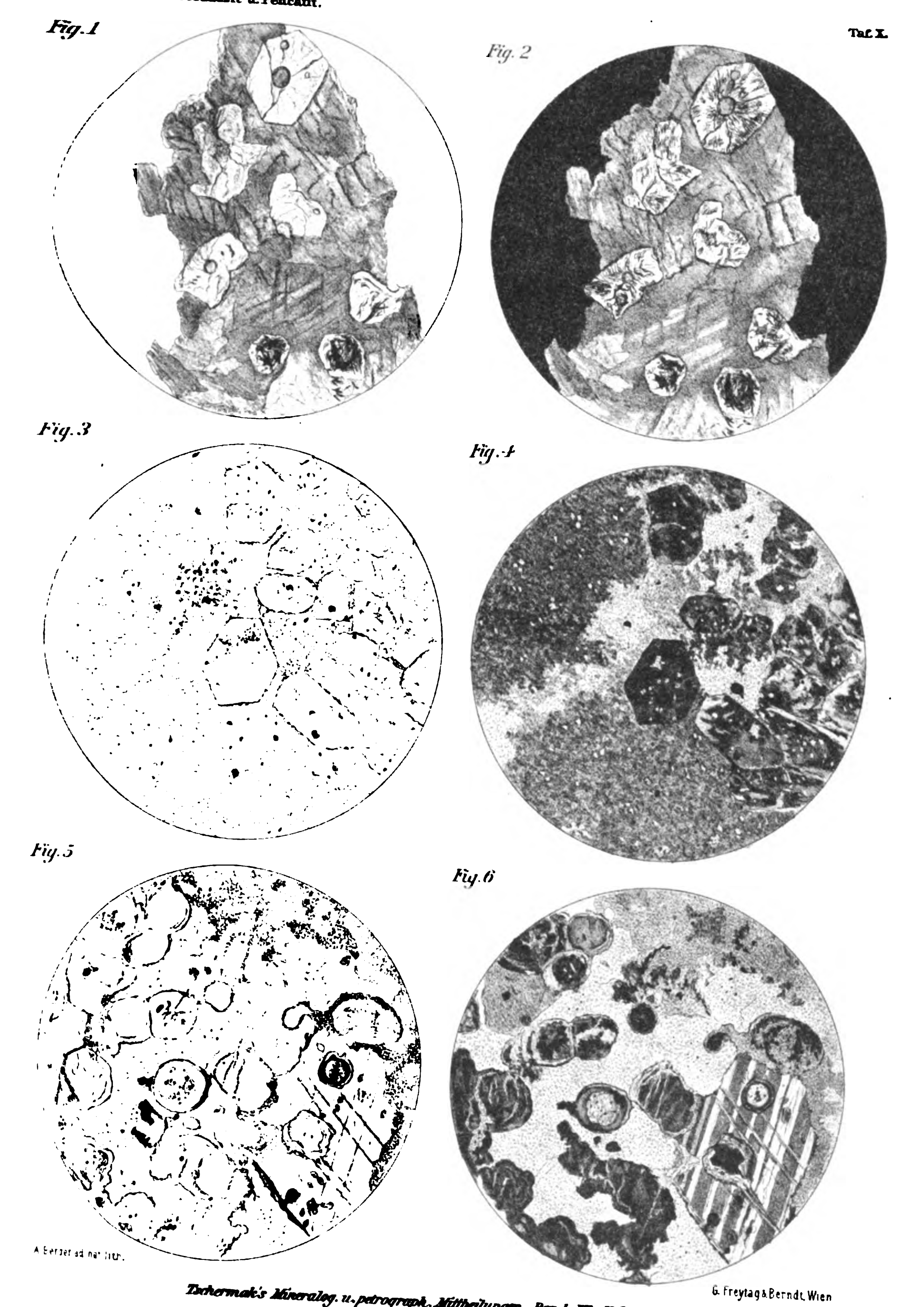
Fig. 2. Dasselbe im polarisirten Lichte.

Fig. 3. Vergrösserung 80 : 1. Periklashältiger „Pencatit“ von Predazzo, im gewöhnlichen Lichte.

Fig. 4. Dasselbe im polarisirten Lichte. Sechseckige, fast unveränderte Periklas-Durchschnitte, die in einer theils aus Calcit (hell in Fig. 4), theils aus Periklas (dunkel in Fig. 4) bestehenden Grundmasse liegen. Die hellen Stellen in den Periklas-Durchschnitten in Fig. 4 sind Serpentinlamellen, die dunklen Punkte in Fig. 3 Erzkörner; vergl. Text pag. 439.

Fig. 5. Vergrösserung 80 : 1. Periklashältiger schwarzer Kalkstein von Predazzo, im gewöhnlichen,

Fig. 6. derselbe im polarisirten Lichte. Rundliche Körner von Periklas mit trübem Kern und bräunlicher Rinde, von Serpentinlamellen durchsetzt, liegen in einem Calcitgrund, der z. Th. (oben rechts) getrübt und mit Kieselsäure imprägnirt ist; im Calcit Erzkörner; vergl. Text pag. 440.



Verlag von Alfred Hölder, k.u.k. Hof u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

XXXV. Mineralogische Notizen aus Brasilien (Brookit, Cassiterit, Xenotim, Monazit und Euklas).

Von E. **Hussak** in Saõ Paulo.

(Mit einem Holzschnitt.)

Bekanntlich ist Brasilien eines der mineralreichsten Länder der Erde und insbesondere der Staat Minas Geraës, der bisher am besten geologisch bekannt ist und in den ersten Jahrzehnten dieses Jahrhunderts von verschiedenen europäischen Geologen durchforscht wurde. Von Deutschen nenne ich nur v. Eschwege, Pohl, v. Helmreichen, welche herrliche Mineraliensammlungen nach Europa brachten; viele der Mineralien des Staates Minas Geraës waren deshalb schon Gegenstand specieller, theils chemischer, theils krystallographischer Untersuchung, so die Euklase, Topas, Krokoït, Rutil, Anatas, Turmalin, Epidot, Magnetkies, Spodumen, Andalusit u. v. a., nichtsdestoweniger ist die Zahl der Mineralvorkommen noch nicht erschöpft und fast allwöchentlich erhalte ich Kunde und Proben von neuen Mineralvorkommen aus den Staaten Minas Geraës, Rio de Janeiro und Saõ Paulo, Dank der eifrigen Mithilfe meiner Collegen und Freunde O. A. Derby, Luiz G. d. Campos, Fr. d. P. Oliveira und H. Bauer und Joaqu. d. Sena. Vor Kurzem[1]) konnte ich über die herrlichen Zeolithe von Saõ Paulo, wie über Pyrop-, Andalusit- und Korundvorkommen in Brasilien berichten und neuerdings wurden mir neue Zeolithvorkommen, Natrolith und Analcim, ferner ein prachtvolles Zinnobervorkommen von Tripui, M. G., den böhmischen sehr ähnliche, über 1 Centimeter grosse Cerussitkrystalle von der silberhaltigen Bleiglanzmine Yporanga im Süden Saõ Paulo's, prächtige Pyrite, Markasite, Arsenopyrite etc. bekannt. An Schönheit und Grösse wie in der Art des Vorkommens der Mineralien ist Brasilien ohne Zweifel Russland an die Seite zu stellen; hier wie dort liefern auch insbesondere die Gold-, resp. Diamantsande eine

[1]) Boletim d. Commissaõ geogr. e geolog. S. Paulo, No. 7, 1890.

fast unerschöpfliche Menge von meist gut ausgebildeten und oft sehr seltenen Mineralien. Mir sind jetzt aus den Diamantsanden Brasiliens schon über 50 verschiedene Mineralien bekannt! Damour[1]), der sich zuerst mit der Untersuchung dieser Sande beschäftigte und eine Reihe von Mineralien aus denselben eingehender beschrieb, wie den Xenotim (Castelnaudit), Gahnit, Diaspor, Goyazit u. a., zählte schon 30 verschiedene Mineralspecies auf. Descloizeaux[2]) untersuchte die Rutile und Anatase, H. Gorceix[3]) den Xenotim und Monazit und Bertrand und erst kürzlich M. Bauer[4]) die sogenannten captivos, d. i. die Rutilparamorphosen nach Anatas. Eine ausgezeichnete übersichtliche Darstellung der brasilianischen Diamantlagerstätten, wie eine Liste der in selben Sanden vorkommenden Mineralien gab Boutan[5]); in dieser Liste fehlen einige der schon untersuchten Mineralien, wie Goyazit u. a., während wieder andere, wie Arkansit, Cassiterit u. a., aufgeführt werden, die bis jetzt noch nicht Gegenstand einer ausführlicheren mineralogischen Untersuchung waren. Zweck dieser Zeilen ist es, über drei den Diamant begleitende Mineralien, Brookit, Cassiterit und Xenotim, wie auch über die weitere Verbreitung dieser in Brasilien Mittheilung zu bringen.

I. Brookit.

Zuerst citirt Damour das Vorkommen des Arkansit aus den Diamantfeldern Bahia's (ein einziges Krystallbruchstück) und daraufhin führen auch Gorceix[6]) und Bovet[7]) denselben in der Liste der den Diamant begleitenden Mineralien, der Satelliten des Diamants, wie sie Gorceix bezeichnend nannte, auf, jedoch ohne weitere Notizen über Krystallform, Farbe etc. desselben zu geben.

Mir gelang es, in 5 Kilo des „fundo da batea“, d. h. des beim Waschen des diamantführenden Sandes („cascalho“) in der Waschschüssel (batea) zurückgebliebenen, aus schweren Mineralien beste-

[1]) 1. Bull. soc. philomatique, 5. Fév. 1853. 2. Bull. soc. géologique. II. Sér.. Tom. XIII, 1855—1856.

[2]) Manuel de Minéralogie, t. II.

[3]) Annaes d. Escola de minas, Ouro preto, Vol. III, 197, et IV, 36.

[4]) N. Jahrb. f. Min. u. Geol. 1891, I, 233.

[5]) Le Diamant (Encyclop. Fremý's).

[6]) Bull. soc. minéralog. France. 1882. T. X, 10.

[7]) Ann. d. Mines, mai-juin 1884.

henden Sandes von Dattas nahe Diamantina, Minas Geraës, drei schöne Krystalle von Brookit nebst einigen Krystallfragmenten aufzufinden.

Der Brookit ist demnach ein relativ sehr seltener Begleiter des Diamanten.

Alle drei Krystalle sind sowohl in Farbe wie in der Form verschieden; der erste ist tafelförmig nach (100), mehr nach der Makroaxe gestreckt (1 Centimeter breit) und sehr dünn, vollkommen durchsichtig und von dunkelbrauner Farbe. Der zweite Krystall, ebenfalls tafelig nach (100), doch mehr nach der Verticalaxe gestreckt, ist von hellgrüner Farbe mit einzelnen der Verticalaxe parallelen dunkelbraunen Streifen; der dritte ist schwarz, nur an einzelnen Stellen dunkelbraun durchsichtig und im Habitus mehr dem Arkansit ähnlich, da die Prismenflächen hier mehr vorherrschen.

Alle drei Brookitkrystalle zeigen die der Verticalaxe parallele charakteristische Streifung und den senkrechten Austritt der ersten positiven Mittellinie auf der Fläche (100); die Ebene der optischen Axen ist parallel der Basis (001).

Von besonderem Interesse ist der grosse erstgenannte Krystall, da auf der scheinbar gross entwickelten Basisfläche desselben schon mit blossem Auge eine Reihe von einspringenden Winkeln zu beobachten ist, so dass der Krystall den Eindruck macht, als ob eine Reihe von Zwillingslamellen parallel (100) eingelagert, die Brookite demnach monosymmetrisch wären, wie Schrauf[1]) annimmt.

Wie jedoch die Messungen ergaben, ist diese Streifung parallel der Makroaxe auf der Basis bedingt durch ein oscillatorisches Wachsthum des Makrodomas $^1/_4 P\bar{\infty}$ (104) mit der an diesem Krystall nur als ganz schmale Fläche auftretenden Basis (001). In der Privatsammlung des Herrn Architekten Bezzi in Saõ Paulo fand ich unter den Rutilkrystallen der Diamantsande von Jequetinhonha nahe Diamantina, Minas Geraës, eine verhältnismässig grosse Anzahl dunkelbrauner bis braunrother, dünntafeliger, nach der Makroaxe gestreckter Brookitkrystalle, und unter diesen viele mit vorherrschendem Makrodoma $^1/_2 P\bar{\infty}$ $(102)x$. — Es ist oft nur durch optische Untersuchung möglich, den Brookit von den mitvorkommenden, parallel einer Prismenfläche flachgedrückten, gleichfalls stark parallel der

[1]) Sitzber. d. Akad. d. Wiss. Wien 1876, Bd. 74 (I).

Verticalaxe gestreiften, braunrothen Rutilsäulchen zu unterscheiden. Hin und wieder zeigt sich zonaler Bau, indem das Krystallende dunklerbraun bis braunschwarz gefärbt erscheint.

Die in meinem Besitze befindlichen Brookite von Dattas zeigen zufolge der mit Fuess' Goniometer Nr. 3 ausgeführten Messungen folgende Combinationen:

1. Brauner Krystall:

$\infty P\bar{\infty}$ (100) *a*, vorwaltend, sehr fein parallel der Verticalaxe gestreift, aber trotzdem gute Reflexe gebend;

∞P (110) *m*, schmal entwickelt, ausgezeichnete Reflexe;

$^1/_4 P\bar{\infty}$ (104) *y*, sehr schmale Flächen, ziemlich gute Reflexe, diese Form tritt auf der Basisfläche mehrfach auf;

$0P$ (001) *c*, sehr schmale Flächen, ziemlich gute Reflexe;

$^1/_2 P$ (112) *z*, grosse, sehr glänzende Flächen, sehr gute Reflexe;

$P\breve{2}$ (122) *e*, grosse, sehr glänzende Flächen, sehr gute Reflexe.

2. Grünlicher Krystall:

∞P (110) *m*, sehr glatte glänzende Flächen mit sehr guten Reflexen;

$\infty P\bar{2}$ (210) *l*, schmale glänzende Flächen mit ziemlich guten Reflexen. Ausser diesem Makroprisma zeigen sich noch andere als sehr schmale Flächen entwickelt, gaben jedoch wegen der hier starken Streifung auf (100) kein genügendes Messungsresultat.

$\infty P\bar{\infty}$ (100) *a*, sehr stark gestreift, schlechte Reflexe;

$2P\breve{\infty}$ (021) *t*, grosse, sehr glatte Flächen, sehr gute Reflexe, auch das obere Ende ist an diesem Krystall abgebrochen.

3. Schwarzer Krystall:

$\infty P\bar{\infty}$ (100) *a*, wenig gestreift, gute Reflexe;

∞P (110) *m*, sehr glatte Flächen, sehr gute Reflexe;

$P\breve{2}$ (122) *e*, sehr stark gekrümmte und parallel zur Combinationskante (122) : (112) gestreifte Flächen, sehr schlechte Reflexe;

$^3/_5 P\bar{\infty}$ (305) *g*, welche Form aus dem gemessenen Winkel 305 : $\bar{3}05$ = = 68° 5′ berechnet wurde.

Da mir hier keinerlei Specialarbeiten über den Brookit, wie z. B. die Arbeiten Kokscharow's, v. Rath's oder Schrauf's etc. zu Gebote stehen und ich nur auf die mineralogischen Handbücher von Phillips, Descloizeaux und Dana angewiesen bin, konnte ich

nicht bestimmen, ob dieses Makrodoma, am Brookit neu ist, wie mir scheint, oder nicht. [1])

Das Resultat der an den erwähnten drei Krystallen ausgeführten Messungen ist folgendes:

	Winkel von:	Autor gemessen:	Descloizeaux berechnet
y . a	104 : 100	74° 28′	105° 40′
l . a	122 : 100	67° 40′	112° 11½′
e . e′	122 : $\bar{1}$22	44° 26′	135° 37′
e . z	122 : 112	16° 53′	162° 54′
a . c	100 : 001	89° 55½′	90° —′
m . m′	110 : $\bar{1}$10	(über 010) 99° 41′	(über 100) 99° 50′
m . z	110 : 210	17° 38′	162° 44′
m . t	110 : 021	55° 9½′	124° 41′ (Koksch)
g . g′	305 : $\bar{3}$05	68° 5′	67° 54′ [2])
g . a	305 : 100	55° 57′	56° 3′ [2])

Die Messungen stimmen ziemlich gut mit den von Descloizeaux berechneten Werten überein; bei der Berechnung des Domas $^3/_5 P\bar{\infty}$ (305) wurde das von Kokscharow gegebene Axenverhältnis $a : b : c = 0{\cdot}8416 : 1 : 0{\cdot}9444$ zu Grunde gelegt.

In einer kürzlich erhaltenen Partie des Diamantsandes von Diamantina, Minas Geraës, die ich Herrn Prof. Ott. Derby verdanke, fanden sich zahlreiche Fragmente von braundurchsichtigen, nach (100) tafeligen Brookitkrystallen und unter diesen auch ein ausgezeichneter, an Pyramidenflächen reicher Krystall.

Als terminale Flächen finden sich an diesem folgende, mit sehr glatten Flächen ausgebildete und daher zu Messungen sehr geeignete Formen:

1. Die Basis $0P(001)c$;
2. das Makrodoma $^1/_4 P\bar{\infty}(104)y$ als sehr schmale Fläche;
3. die Pyramide $^1/_2 P(112)z$; mit dieser bildet eine Zone
4. die neue Pyramide $^1/_2 P\breve{2}(124)$, die ich hier ν nennen will; sie liegt auch mit der Basis und der Pyramide (122) in einer Zone und ergibt sich demnach schon aus dem Zonenverband;

[1]) Die Form ist bisher nicht beobachtet. Anm. d. Red.

[2]) Aus Kokscharow's Axenverhältnis berechnet.

5. die gleichfalls neue Brachypyramide $^{2}/_{3}\breve{P}4\,(146) = \xi$; und endlich

6. die Pyramide $e\,(=e_3 = \gamma = b^1 b^{1/3} g'$ Des-Cloizeaux[1]) $\breve{P}2\,(122)$ und

7. das Makropinakoid (100), von dem eine Fläche sehr glänzend und wenig sehr fein gestreift ist; die Prismenflächen erscheinen abgebrochen.

An diesem Krystall wurden mit dem Fuess'schen Reflexionsgoniometer, Modell Nr. III, folgende Winkel gemessen:

		Autor gemessen	Berechnet [1])
$a\,.\,c$	100 . 001	89° 59′	90°
$a\,.\,y$	100 . 104	73° 34′	74° 20′ †
$c\,.\,y$	001 . 104	16° 27′	15° 40′ †
$a\,.\,z$	100 . 112	63° 12′	63° 6′
$a\,.\,\nu$	100 . 124	75° 59½′	75° 46′
$\nu\,.\,\nu'$	124 . $\bar{1}$24	28° 25′	28° 28′
$\xi\,.\,\xi'$	146 . $\bar{1}$46	17° 26′	17° 8′
$a\,.\,e$	100 . 122	67° 45′	67° 48½′ †
$c\,.\,e$	001 . 122	47° 42′	47° 41′ †
$c\,.\,\nu$	001 . 124	28° 44′	28° 46½′
$e\,.\,\nu$	122 . 124	18° 57¾′	18° 54½′
$e\,.\,e'$	122 . $\bar{1}$22	44° 29′	44° 23′ †

Die optischen Eigenschaften stimmen mit den der übrigen bereits beschriebenen Krystalle vom gleichen Fundort überein; die Krystalle erreichen eine Grösse bis über 1 Centimeter.

Der Brookit scheint demnach in den diamantführenden Sanden der Umgegend von Diamantina keineswegs zu den seltenen Begleitern des Diamant zu gehören.

Die Brookite der Diamantsande sind sicher stets aufgewachsen gewesen, da sie sich nur an einem Ende ausgebildet zeigen, und stammen aus Gneissen, resp. aus zu Gneiss metamorphosirten Granitgesteinen. Als Begleiter finden sich stets Rutil, Anatas, die bekannten Rutilparamorphosen nach Anatas (Captivos von den Diamantwäschern

---

[1]) Die mit † bezeichneten Winkel nach Des-Cloizeaux, die übrigen aus Kokscharow's Axenverhältnis $a : b : c = 0{\cdot}8846 : 1 : 0{\cdot}9444$.

genannt), wie eine Reihe anderer Gneiss- und Granitmineralien, die in Folgendem angegeben werden sollen.

Bekanntlich hat H. Thürach[1]) nachgewiesen, dass neben Rutil, Anatas, Pseudobrookit auch Brookit ein gar nicht seltener accessorischer Gemengtheil vieler krystallinischer Gesteine, besonders der krystallinischen Schiefergesteine und Gneisse, wie Granite ist.

Mir gelang es gleichfalls, die erwähnten Mineralien bei Anwendung desselben Schlemmverfahrens, wie es die Diamantwäscher üben, an zersetzten Muskovit- wie Biotit - Granitgneissen von Sorocaba, Saõ Paulo in mikroskopischen, höchstens 1 Millimeter grossen Kryställchen aufzufinden. Der Brookit tritt in diesen Gesteinen ganz ähnlich auf, wie ihn Thürach beschrieb, und ist unter dem Mikroskope leicht an den bekannten optischen Eigenschaften zu erkennen. Die winzigen, höchstens $^1/_2$ Millimeter grossen, sehr dünnen, rechteckigen Täfelchen zeigen vorherrschend $\infty P \infty$ (100), ausserdem noch deutlich die Prismenflächen ∞P(110) und ein Makrodoma (*hol*); im auffallenden Licht sind sie schwarz und metallglänzend, im durchfallenden aber grünlichbraun, wobei die Färbung mehrfach in Folge zonalen Baues parallel den Umrissen der rechteckigen Täfelchen zwischen grün und dunkler- oder hellerbraun abwechselt. Auch ganz farblose Stellen und Streifen finden sich, ebenso nicht selten ein deutlicher sanduhrförmiger Bau.

Die mikroskopischen Brookittäfelchen zeigen die charakteristische Streifung parallel der Verticalaxe und senkrechtem Austritt der ersten positiven Mittellinie auf (100) mit kleinem Axenwinkel. Auch hier ist die Ebene der optischen Axen parallel der Basis (001); der Pleochroismus ist ein sehr schwacher. An Einschlüssen ist der Brookit sehr arm, nur opake Erzkörnchen und -Blättchen konnten beobachtet werden.

2. Cassiterit.

In dem schörlreichen Turmalingranit von Manquinho bei Perús unweit der Hauptstadt Saõ Paulo, kommt eine nicht sehr mächtige unregelmässige Partie von prachtvollem Lithiongranit, d. h. rubellitführendem Lepidolithgranit vor.

---

[1]) Inaug.-Dissert. Würzburg 1884, Verhandl. phys.-med. Ges. zu Würzburg. Neue Folge Bd. XVIII, pag. 1; Ref.: Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. 1885, II, pag. 396.

Dieses Vorkommen wurde einestheils der schönen Lithiumminerale wegen, anderstheils speciell in Bezug auf etwaigen Zinnsteingehalt genauer untersucht und letzterer in der That, wenn auch in zu geringem Masse, nachgewiesen.

Im Lithiongranit ist der Muskovit fast vollständig vom Lepidolith verdrängt, der auch nicht selten grössere, dichte, pfirsichblüthrothe Aggregate bildet, ganz ähnlich dem bekannten Vorkommen von Rožna in Mähren; und an Stelle des schwarzen Turmalins ist der dunkelpfirsichblüthrothe Rubellit getreten, in stark parallel der Hauptaxe gestreiften, mehrere Centimeter langen, oft zu divergent-strahligen Büscheln aggregirten Nadeln.

Erwähnt mag noch werden, dass ausser den angegebenen zwei Turmalinvarietäten noch eine dunkelgrüne im Muskovitgranit vorkommt und dass abgespaltene (// 001) sechsseitige Lepidolithblättchen ganz ähnliche polysynthetische Zwillingsverwachsungen unter dem Mikroskope zeigen, wie sie von Scharizer[1]) beschrieben wurden.

Zur Cassiteritprobe wurde eine grössere Menge des mürbe zersetzten Lithiongranits mit der Waschschüssel (batêa) gewaschen und der hierbei zurückbleibende Rest, zumeist aus Turmalin, Glimmer und kleinen gelbrothen Granatkryställchen der Form ∞O (110) . $2O2$ (211) bestehend, mit der concentrirten Klein'schen Lösung getrennt, wobei ein sehr geringer, fast reiner Sand von dunkelbraunen bis schwarzen Körnchen und Kryställchen ausfiel, der sich sowohl der mikroskopischen Untersuchung nach wie vor dem Löthrohr (Reduction auf mit Cyankali getränkter Kohlenstange) als reiner Cassiterit ergab.

Er zeigt sich fast durchwegs in winzigen Pyramiden (111) von dunkel- bis grünlichbrauner Farbe, ist nicht pleochroitisch und sehr stark doppelbrechend. Stehen die Oktaëderchen mit der Hauptaxe im Präparat senkrecht auf der Objectträgerfläche, so lässt sich unschwer im convergent-polarisirten Lichte die einaxige positive Interferenzfigur erkennen; öfter zeigen sich auch die Pyramiden nach einer Zwischenaxe verzerrt.

Der Cassiterit wurde ausserdem noch und ziemlich häufig als accessorischer Gemengtheil in einem Turmalingranit aus dem Staate Ceará nachgewiesen; hier aber in kurzprismatischen Kryställchen von kastanienbrauner Farbe, die nicht selten knieförmige Zwillinge nach $P\infty$ (101) bilden.

[1]) Groth's Zeitschr. f. Krystall. 1886, XII, 1.

Es findet sich also hier wieder, was schon Rosenbusch in seiner „Physiographie der massigen Gesteine, zweite Auflage" hervorhob, bestätigt, dass das Vorkommen des Cassiterits als Gesteinsgemengtheil hauptsächlich auf die Turmalingranite und besonders die lithionreichen beschränkt ist. Auf gleiche Weise wurde der Cassiterit noch auf secundärer Lagerstätte in einigen Flussanden des Staates Minas Geraës nachgewiesen, so von Paraöpeba und im Rio das Velhas, leider ist mir der genaue Fundort am letztgenannten Flusse nicht bekannt geworden. In diesem Sande finden sich auch über 1 Centimeter grosse schwarze glänzende Krystalle der einfachen Form $\infty P(110) . OP(001)$, dunkelbraun, in Splittern durchsichtig. Die Prismenflächen erscheinen sehr glänzend, schwach gewölbt und sind von rectangulären Wachsthumsfiguren (Aetzhügeln?) bedeckt, die Basis ist gewölbt und vollkommen matt; die grossen Krystalle sind nur an einem Ende ausgebildet.

Nachdem ich den Cassiterit sowohl in anstehendem Gestein wie in Flussanden nachgewiesen hatte, gelang es mir auch, denselben in den diamantführenden Sanden von Dattas bei Diamantina, Minas Geraës, wiederzufinden.

Nur Damour (l. c.) führt den Cassiterit als sehr seltenen Gemengtheil der diamantführenden Sande von Bahia an, und daraufhin citirt ihn Boutan (l. c.); in keiner anderen Specialarbeit über die Diamantsande Brasiliens findet sich eine Notiz. Die hell- bis dunkelbraunen und schwarzen Krystalle erreichen eine Grösse von 4 bis 5 Millimeter und darüber, die meisten sind jedoch wegen Rauhigkeit der Flächen nicht messbar und zeigen folgende Combinationen: $\infty P(110) . P(111); P(111) . P\infty(101)$. Häufig finden sich knieförmige und nicht selten vollkommen geschlossene Fünflinge und Sechslinge, ganz ähnlich wie am Rutil von Graves Mountains, U. S., so dass die Krystalle wie die hexagonale Combination $\infty P . P . 0P$ erscheinen; die Krystalle sind deshalb sicher schon oft mit Rutil verwechselt worden. An einem glänzenden Krystall wurde der Polkantenwinkel der Grundpyramide zu 58° 6′ gemessen, das specifische Gewicht (vermittelst des Klapproth'schen Fläschchens) zu 6·416 bestimmt.

3. Xenotim.

Die ersten Mittheilungen über den Xenotim Brasiliens machte Damour (l. c.), der den mit Xenotim identischen Castelnaudit in den

Diamantsanden von Sincorá, Staat Bahia, in kleinen gelben Kry-ställchen der Form $P(111)$ auffand.

Daraufhin untersuchte H. Gorceix (l. c.) eingehend den Xe-notim aus den Diamantsanden des Staates Minas Geraës, speciell aus der Umgegend von Diamantina und fand bis 2 Centimeter grosse prismatische Krystalle der Form $\infty P(110)\, P(111)$, welche häufig in der Richtung einer Zwischenaxe tafelig verlängert erscheinen. H. Gorceix gibt in dieser Arbeit auch Messungen der Pyramiden-winkel (111), drei Analysen und das specifische Gewicht zu 4·6 an: der nähere Fundort dieser schönen Krystalle ist Dattas.

In jüngster Zeit hat O. A. Derby[1]) die weite Verbreitung des Xenotims wie des Monazits[2]) besonders in den Graniten und Gneissen Brasiliens und anderer Länder nachgewiesen; als acces-sorischer Gesteinsgemengtheil erscheint der Xenotim jedoch immer in Pyramidenform. Ich habe nun die Diamantsande der Umgebung von Diamantina genauer untersucht und unter den zahlreichen, besonders kleineren Krystallen auch einige prächtig glänzende, zu Messungen taugliche Krystalle gefunden.

Die Xenotime von Dattas sind vollkommen durchsichtig, dunkel-braun, meist 1 Centimeter lang, circa 4 Millimeter dick, besitzen eine ausgezeichnete Spaltbarkeit parallel $\infty P(110)$ und zeigen in Schliffen parallel $0P(001)$ die ungestörte optisch einaxige positive Interferenzfigur. Der Glanz ist an den abgerollten Krystallen ein aus-gesprochen fettartiger, an den kleinen wohlausgebildeten Krystallen jedoch mehr glasartig.

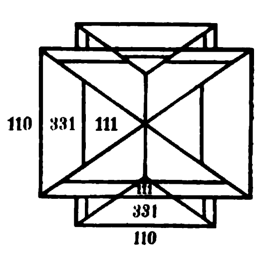
Wie erwähnt, sind die Krystalle fast immer in der Richtung einer Zwischenaxe verzerrt, oft sind mehrere Krystalle parallel mit-einander verwachsen oder parallel einer Prismenfläche durchwachsen und gewähren so das Aussehen rhombischer Krystalle, umsomehr, da die Pyramide $3P(331)$, welche sich sehr häufig mit $P(111)$ vereint zeigt, in zwei gegenüberliegenden Quadranten gross, in den übrigen sehr schmal entwickelt ist (vergl. Figur pag. 467). Oft sind die Kry-stalle reich an regellos vertheilten Einschlüssen langer schwachgelb-licher dünner Zirkonsäulchen.

---

[1]) Amer. Journ. of Science. Jahrg. 1891, XLI, 308.
[2]) Amer. Journ. of Science. Jahrg. 1889, XXXVII, 109.

An dem Xenotim von Dattas wurden folgende Combinationen beobachtet: $\infty P(110) . P(111)$; $\infty P(110) . P(111) . 3P(331)$; selten $\infty P(110) . P(111) . 0P(001)$.

Einen prachtvollen, an beiden Enden ausgebildeten Krystall, an dem nur eine Prismenfläche, auf der er jedenfalls aufsass, abgebrochen erscheint, fand ich im diamantführenden Sande von **Riacho das Varas** bei Diamantina; derselbe zeigt sehr schmale Prismenflächen $\infty P(110)$ und ist pyramidal entwickelt, indem ausser den stark entwickelten Pyramiden $P(111)$ und $3P(331)$ noch die zwei nach den Messungen bestimmten Pyramiden $\frac{4}{7}P(447)$ und $\frac{1}{5}P(115)$ auftreten.



Da mir, wie schon erwähnt, hier weder krystallographische Specialarbeiten, noch halbwegs vollständige Fachzeitschriften zu Gebote stehen, kann ich nicht entscheiden, ob die beiden letztgenannten Pyramiden, wie mir scheint, für den Xenotim neu sind. [1])

Die Messungen ergaben folgendes Resultat:

Winkel von:	Autor gemessen	Anzahl der Messungen	Art der Reflexe
111 : 1$\bar{1}$1 *P*-Polkantenwinkel	55° 22′	1	sehr gut
111 : $\bar{1}\bar{1}$1 *P*-Mittelkantenwinkel	82° 15′	4	„
111 : 11$\bar{1}$ *P*-Randkantenwinkel	97° 25′	10	„
111 : 331	28° 49′	6	„
331 : 110	20° 7½′	6	„
111 : 447	14° 47′	1	ziemlich gut
447 : 115	16° 43′	1	sehr kleine Fläche, schlecht

Aus dem Randkantenwinkel von (111) ergibt sich das Axenverhältnis $a : c = 1 : 0·62103$, das mit dem von **Groth** angegebenen 1 : 0·6260 nahe übereinstimmt. Aus demselben berechnen sich für die neuen Formen die gemessenen Winkel zu 14° 39′ und 16° 41′.

Es war dies der einzige mir zu Gesicht gekommene, an beiden Enden ausgebildete Krystall, den ich unter mehreren Hunderten, theils in meiner Sammlung, theils in der des Herrn **Bezzi** fand.

[1]) Sie sind neu. Anm. d. Red.

Der hellbraune circa 5 Millimeter grosse Krystall ist gleichfalls etwas nach einer Zwischenaxe verlängert, zeigt aber ausserdem die interessante Erscheinung, dass die Pyramiden $\frac{4}{7}P$(447) und $\frac{1}{5}P$ (115) nur an einem Ende neben den beiden anderen Pyramiden ausgebildet sind, das andere Ende nur die Pyramiden P(111) und $3P$(331) zeigt, der Krystall demnach wie hemimorph erscheint.

Vor kurzem erhielt ich von meinem geehrten Herrn Collegen Dr. Joaquim Sena in Ouro preto eine neue Sendung von geschlämmten Diamantsand aus Diamantina, Minas Geraës, der überaus reich an prächtigen Krystallen von Anatas, Xenotim und Monazit ist. Besonders die kleinen, 3—4 Millimeter grossen, weingelben Xenotimkrystalle sind gut auskrystallisirt und zeigen diesmal fast durchwegs die Form $\infty P(110) . P(111) . 3P(331) . 3P3(311)$, welch letztere Form ich an den brasilianischen Xenotimen zum erstenmale deutlich ausgebildet beobachten konnte.

Es wurde gemessen:

$$3P:3P3 = 25^\circ\ 2'\ 15''$$
$$3P3:3P3 = 32^\circ\ 43'\ 30''$$
$$3P:3P = 82^\circ\ 48'\ 30''$$

An neuem, ideal schönem Material konnte ich folgende Winkel genau bestimmen:

$$\infty P:3P = 20^\circ\ 45'\ 51''$$
$$3P:P = 28^\circ\ 5'\ 39''$$

Daraus berechnete ich das Axenverhältnis für den brasilianischen Xenotim:

$$a:c = 1:0{\cdot}61775.$$

Ich habe den Xenotim auch in den Diamantsanden der anderen Staaten Brasiliens, manchmal sehr häufig, wiedergefunden, nur wechselt er in der Farbe und Form; während er im Diamantinagebiet, so ausser Dattas, noch Jequetinhonha, Jequetahy etc., stets säulig entwickelt ist und in grossen Individuen vorkommt, zeigt er sich in den Sanden des Staates Bahia nur in kleinen Pyramiden von trübweisser bis braungelber Farbe; in den Diamantsanden des Rio Tibagy ebenso und von dunkelbrauner, endlich noch und in grösseren Individuen, aber selten bei Sapucahy im Norden des Staates Saõ Paulo.

— — — — —

An den von O. A. Derby durch Waschen der halbzersetzten Gneisse und Granite Brasiliens, specieli der Staaten Saõ Paulo und

Minas Geraës, vermittelst der batêa (Waschschüssel) gewonnenen mikroskopischen, mitunter bis zu 2 Millimeter grossen Xenotimkryställchen konnte ich, wenn auch nicht durch exacte goniometrische Messungen, noch sicher das Prisma $\infty P \infty$ (100), die Basis $0P$(001) und an einem Krystall neben P(111) die Deuteropyramiden $P\infty$ (101) beobachten; die Prismenflächen erscheinen immer nur als äusserst schmale Flächen.

Diese Xenotime zeigen eine hellgelbe Farbe, Fettglanz, sind häufig auch ganz farblos und trübe, nur durchscheinend.

Die Trübung rührt zum Theil von zahlreichen Flüssigkeitseinschlüssen her, ist aber auch oft bestimmt eine Folge der beginnenden Zersetzung, verbunden mit Wasseraufnahme, ganz ähnlich wie dies beim Zirkon (Malakon), Monazit u. v. A. der Fall ist.

Die basische Endfläche $0P$(001), welche äusserst selten an brasilianischen Xenotimen vorkommt, fand sich neuerdings ziemlich häufig ausgebildet an den kaum 1 Millimeter grossen schwefelgelben, undurchsichtigen bis nur durchscheinenden pyramidalen Krystallen vor, die einen häufigeren accessorischen Gemengtheil des Granites von Pacaëmbú, in der unmittelbaren Nähe der Stadt São Paulo, bilden, in dem ihn mein Chef, Prof. O. A. Derby, entdeckte und mit der batêa auswusch.

Die Kryställchen zeigen vornehmlich nur die Pyramide P(111) ausgebildet, dazu treten selten als ganz schmale Abstumpfungen die Prismen ∞P(110) und $\infty P \infty$(100), häufiger und stark entwickelt die erwähnte Basisfläche (001).

Interessant ist, dass der als accessorischer Gesteinsgemengtheil vorkommende Xenotim, ähnlich den von Zschau und erst kürzlich von Hidde [1]) untersuchten Krystallen, mehr oder minder regelmässige Verwachsungen und Einschlüsse von Zirkonsäulchen zeigt; so fand ich ein Kryställchen, in dem ein Zirkonsäulchen parallel der Hauptaxe, und andere, in denen Zirkone parallel einer Polkante des Xenotims eingewachsen waren.

Der Xenotim kann als Gesteinsgemengtheil leicht mit dem in Farbe, Form, optischem Verhalten und specifischem Gewicht sehr nahe stehenden Zirkon verwechselt werden, lässt sich aber durch Härtebestimmung (Cohen's Methode) und mikrochemische Untersuchung

---

[1]) Amer. Journ of Science. 1888, XXXVI, 380.

(Haushofer's Reaction mit H_2SO_4) an ausgelesenen Kryställchen leicht unterscheiden; von Anatas ist er durch den optischen Charakter der Doppelbrechung verschieden. In abgerollten Körnern endlich ist er sehr dem Monazit ähnlich, in Dünnschliffen kann er allenfalls mit Titanit verwechselt werden.

4. Monazit.

Der Monazit wurde vor mehreren Jahren (1884) zum erstenmale von O. A. Derby[1]) aufgefunden und gleichzeitig von H. Gorceix[2]) eingehender studirt; letzterer gibt auch eine quantitative Analyse des Monazits von Alcobaça, nördlich von Caravellas, im Süden des Staates Bahia gelegen.

Da sich letztere Mittheilung mehr mit der chemischen Zusammensetzung des brasilianischen Monazits, erstere mehr mit der Verbreitung und der Art des Vorkommens in Gesteinen beschäftigt und Angaben über die Krystallform fehlen, schien es mir nicht unnütz, den brasilianischen Monazit auch in krystallographischer Hinsicht zu untersuchen, umsomehr, da inzwischen nach fortgesetzten Studien O. A. Derby's sich dies Mineral als ein constanter, mitunter durchaus nicht seltener accessorischer Gemengtheil der brasilianischen Granite und Gneisse der verschiedensten Staaten wiederfand.

Besonders reich an schönen, frischen, circa 2 Millimeter grossen (selten 4 Millimeter), wohlausgebildeten Monazitkrystallen von dunkelgelber bis orangegelber Farbe sind die Diamantsande der Umgebung von Diamantina, besonders Dattas und Rio Jequetinhonha; aus diesen wurden auch drei der besten Krystalle zur Messung ausgelesen.

Die Krystalle sind durchwegs tafelig nach $\infty P\infty$ (100) und mehr nach der Verticalaxe verlängert; das Klinopinakoid tritt nur als ganz schmale Fläche auf. Auffallend ist das stete Vorkommen des Prismas *l*, $\infty P2$ (210) an Stelle des Grundprismas und das Vorherrschen der Pyramidenflächen *(v)* bei gleichzeitigem Zurücktreten und Verschwinden der Orthodomen, wodurch ein von den bekannten russischen und nordamerikanischen Monaziten etwas abweichender Habitus geschaffen wird.

Es wurden folgende Combinationen beobachtet:

albzvue; albvue; albvuex.

[1]) Amer. Journ. of Science. XXXVII, 1889, 109.

[2]) Ann. d. Esc. d. minas Ouro preto. IV, 1885, 29.

Ausgenommen die Flächen von $\infty P \infty$ *(a)* (100), die häufig stark gewölbt erscheinen, gaben alle übrigen bei der Messung sehr gute Reflexe.

Gemessen wurde:

Winkel von	Autor gemessen	v. Kokscharow[1]) berechnet
l : *b* = (210) : (010)	64° 50′ 15″	64° 46′
l : *l′* = (210) : ($\bar{2}$10)	129° 38′	129° 32′
l : *a* = (210) : (100)	25° 16′	25° 14′
a : *z* = ($\bar{1}$00) : ($\bar{3}$11)	25° 40′ 30″	26° 50′
z : *v* = ($\bar{3}$11) : ($\bar{1}$11)	34° 43′	34° 51′
v : *e* = (111) · (011)	39° 15′	38° 32′
e : *a′* = (011) : (100)	99° 38′ 30″	100° 13′
b : *u* = (010) : (021)	29° 5′ 30″	29° 10′
u : *u′* = (021) : (0$\bar{2}$1)	58° 25′	58° 21′
u : *e* = (021) : (011)	18° 51′	18° 59′
v : *v′* = (111) : (1$\bar{1}$1)	72° 31′	73° 16′
v : *b* = (111) : (010)	53° 55′	53° 22′
v : *x* = ($\bar{1}$11) : ($\bar{1}$01)	36° 16′ 30″	36° 38′
x : *a* = (101) : ($\bar{1}$00)	53° 53′	53° 45′

Abgesehen von den durch die Rauhigkeit und Wölbung der Orthopinakoidflächen hervorgerufenen Messungsfehlern stimmen die gemessenen Winkel am brasilianischen Monazit befriedigend mit den von N. v. Kokscharow sen. berechneten und gemessenen russischen überein.

Die in Graniten und Gneissen als accessorischer Gemengtheil auftretenden, höchstens $1\frac{1}{2}$ Millimeter grossen Monazitkryställchen, die, wie Derby (l. c.) zeigte[2]), leicht durch Waschen des zu Grus zersetzten Gesteines vermittelst einer kleinen kupfernen, flach trichterförmigen Waschschüssel gewonnen werden können, sind gewöhnlich hellgelblich, citronengelb bis schwefelgelb, stark fettglänzend, mitunter auch zu Glasglanz neigend, durchsichtig, tafelig nach dem Orthopinakoid und mehr nach der Orthoaxe gestreckt.

Grössere (2 Millimeter), gut ausgebildete Kryställchen, so aus dem Granit von Caieiras, São Paulo, aus den Goldsanden von Matto

[1]) Mém. d. Acad. d. Scien. de St. Pétersbourg. 1861, Sér. VII, Tome IV, Nr. 3.

[2]) Vgl. auch Proceed. Rochester Acad. of Science. Vol. I, 1891, 189.

grosso, aus Granit von Conservatoria, Rio de Janeiro etc. zeigen genau dieselbe Form wie die von v. Kokscharow aus dem Ilmengebirge beschriebenen Krystalle: *a*, $\infty P \infty$ (100). *m*, ∞P (110). *x*, $+ P \infty$ $(10\bar{1})$. *w*, $- P \infty$ (101). *e*, $P \infty$ (011). —.

Niemals wurde bisher an den brasilianischen Monaziten Zwillingsbildung (etwa nach 100) beobachtet.

Die ziemlich vollkommene Spaltbarkeit nach $0P$ (001) ist gut ausgeprägt. Legt man ein dünntafeliges Kryställchen mit der Fläche 100 auf den Objectträger und untersucht es unter dem Mikroskop im convergenten polarisirten Licht, so zeigt sich keine Interferenzfigur, die Auslöschung ist eine gerade und die Interferenzfarbe auch in sehr dünnen Tafeln ein Weiss höherer Ordnung.

In Dünnschliffen parallel einer Fläche, die zugleich normal auf (100) und (010) ist, kann man auch eine ziemlich vollkommene Spaltbarkeit parallel (100) wahrnehmen; ob diese erst durch das Schleifen oder durch den häufig zu beobachtenden Beginn einer Umwandlung (Hydratisirung) hervorgerufen wird, ist fraglich. An eine Absonderung, hervorgebracht etwa durch versteckte Zwillingsbildung nach (100), ist nicht zu denken. In diesen Präparaten ist fast senkrechter Austritt der ersten positiven Mittellinie zu beobachten, der optische Axenwinkel ist sehr klein, die Ebene der optischen Axen parallel $\infty P \infty$ (100), Pleochroismus fehlt.

In Schliffen parallel (010), wo sich gleichfalls die erwähnten Spaltrisse zeigen und die deshalb schwierig herstellbar sind, ist schiefe Auslöschung vorhanden; die Neigung der ersten Mittellinie zur Verticalaxe wurde im Mittel zu $6^{\circ} 30'$ gemessen.

Die optischen Eigenschaften des brasilianischen Monazits stimmen also ziemlich gut mit den von Trechmann[1]) am Turnerit und von Scharizer[2]) am Monazit des Pegmatits von Schüttenhofen untersuchten überein.

Der Monazit ist, abgesehen von vereinzelten Flüssigkeitseinschlüssen, stets frei von Interpositionen, im Gegensatz zu dem ihn häufig begleitenden Xenotim. Eine eigenthümliche Umwandlung zeigen einige der gesteinsbildenden Monazite, so z. B. die des Granits von

[1]) Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. 1876, 593.

[2]) Groth, Zeitschr. f. Kryst. XII, 1886, 255.

Caieiras, indem sie gebleicht, trübe und vollständig undurchsichtig werden, was, wie ich glaube, mit einer Wasseraufnahme zusammenhängt, ähnlich wie bei der Malakonbildung aus Zirkon; ähnliche Umwandlung erleiden, wie schon erwähnt, auch die gesteinsbildenden Xenotime.

Leicht kann der Monazit, in Gesteinsschliffen oder als abgerollte Körner in Sanden, mit Titanit verwechselt werden, mit dem er in Farbe, Glanz, Durchsichtigkeit, starker Doppelbrechung übereinstimmt, ist aber durch specifisches Gewicht verschieden und kann durch mikrochemische Reaction (mit $H_2 SO_4$ behandelt) leicht bestimmt werden.

Uebersieht man die Angaben von Shepard, Dana, v. Kokscharow, v. Rath, Scharizer über das Vorkommen des Monazites, so ergibt sich, dass dasselbe in Europa und Nordamerika ein vollkommen gleiches ist wie in Brasilien.

In Europa wie in Amerika findet sich der Monazit theils in Geröllen in den Goldseifen (respective in Diamantsanden), theils in Gneissen und Graniten ein- und aufgewachsen vor, häufig begleitet von Xenotim, stets von Zirkon, manchmal von Anatas, Brookit, Rutil, Turmalin, Granat, Magnetit und Ilmenit.

5. Ein neues Euklasvorkommen aus Bahia, Brasilien.

Von meinem geehrten Herrn Collegen Ingenieur Theod. Sampaio erhielt ich vor Kurzem eine kleine Quantität von cascalho virgem, d. h. noch nicht verwaschenem Diamantsand aus dem Sincorá-Lençoës-Diamantengebiet des Staates Bahia; der nähere Fundort ist der Ort San Isabel de Paraguassú, nahe dem Ursprung des Flusses gleichen Namens, der in der Serra de Sincorá entspringt, gelegen.

Bei der Separation der Mineralien dieses cascalho hatte ich das Glück, einen prachtvollen, durchsichtigen, glasglänzenden, 3 Millimeter grossen sehr flächenreichen Euklaskrystall zu finden, leider nur einen einzigen zu Messungen tauglichen und durch die sehr vollkommene klinopinakoidale Spaltbarkeit halb abgespaltenen, nichtsdestoweniger herrlich ausgebildeten Krystall.

Der Euklaskrystall schwimmt eben noch in der zum specifischen Gewicht 3·1 verdichteten Thoulet'schen Lösung, und dadurch war es mir möglich, noch eine Menge kleiner farbloser und grünlicher Krystallbruchstücke dieses Minerals aus dem Sande zu trennen,

worunter sich nur noch zwei stark abgerollte prismatische Krystalle vom gleichen Typus, doch flächenärmer, vorfanden.

Der obenerwähnte Krystall zeigt ausser dem Klinopinakoid als natürliche Fläche, noch 3 Prismen, 6 Klinodomen und 3 negative Pyramiden; ausserdem sind mit starker Lupe noch 4 äusserst winzige positive Pyramidenflächen zu beobachten, die aber zu Messungen unbrauchbar waren, wie überhaupt die Prismenflächen der zur Verticalaxe parallelen Streifen und ein Klinodoma wegen starker Wölbung und Streifung parallel der Kante 001 : 010 gleichfalls keine sehr genauen Messungsresultate gaben.

Nach den Messungen ergibt sich für den Krystall folgende Combination:

$$7P\infty(071);\quad H = 6P\infty(061);\quad 5P\infty(051);\quad R = 4P\infty(041);$$
$$q = 3P\infty(031);\quad o = 2P\infty(021).$$
$$\infty P5(150);\quad \infty P4(140);\quad L = \infty P3(130);\quad -6P6(161):$$
$$\lambda = -5P5(151);\quad u = -2P2(121) \text{ und } r = -P(111).$$

Winkel von	Autor gemessen	Rechnung [1])
010 : 071	23° 29½′	23° 33′
010 : 061 [2])	28° 22′	26° 56½′ †
010 : 051 [2])	32° 17′	31° 23′
010 : 041 [2])	38° 30′	37° 19½′ †
010 : 031 [2])	46° 27′	45° 28′ †
010 : 021	56° 54½′	56° 44½′ †
010 : 150	31° 32′	32° 8′
010 : 140	37° 20′	38° 8′
010 : 130	45° 38′	*L*; 46° 18′ †
010 : 101	38° 21′	38° 23′
010 : 151	43° 30′	λ; 43° 32′ †
010 : 121	67° 16′	*u*; 67° 10′ †
010 : 111	78° 5′	*r*; 78° 7′ †
151 : 161	5° 9′	5° 9′
161 : 041	24° 4½′	24° 53′

[1]) Die mit † bezeichneten Winkel nach Hintze, Handb. d. spec. Min.

[2]) In der Klinodomenzone würden genauer die complicirten Symbole (0 . 29 . 6). (0 . 17 . 3), (0 . 29 . 10) stimmen, welche die Winkel 28° 17½′, 32° 15½′ und 46° 27′ erfordern. (041) gab 5 aneinandergereihte Signale; der hier angeführte Wert ist das Mittel aller Einstellungen auf alle diese Signale; der berechnete Winkel liegt innerhalb der Grenzen der beobachteten Werte, welche im Betrag von 2½° schwanken. Die übrigen Domen gaben nur je ein einziges, deutliches Signalbild. Es ist bemerkenswert, dass die durch Ausbildung von Vicinalflächen bedingte Abweichung bei allen Domen im selben Sinne erfolgt.

Das sonst seltene Klinopinakoid (010) ist hier, wie erwähnt, als natürliche Fläche auch vorhanden; trotzdem hat in allem dieser Krystall eine grosse Formähnlichkeit mit gewissen, von v. Kokscharow beschriebenen russischen Euklasen. Sehr leicht zu verwechseln sind die Euklasspaltstücke des Bahianer Diamantsandes mit dem gleichfalls vorkommden Disthen, der bald farblos, bald grün oder blau ist; auf diese Aehnlichkeit beider Mineralien hat schon v. Kokscharow aufmerksam gemacht.

Auf der Fläche 010 ist im convergenten polarisirten Licht keine Interferenzfigur zu beobachten.

Die im stumpfen Winkel β liegende Auslöschungsrichtung macht auf dieser Fläche mit der Verticalaxe einen Winkel von 60° und mit der Basiskante einen von 40°, also merkwürdigerweise das umgekehrte Verhältnis, als es von Descloizeaux und Becke angegeben wird.

Euklas, als äusserst selten in Spaltungsstückchen, gibt schon Damour[1]) aus Diamantsanden Brasiliens an, mit voller Sicherheit ist er in diesen wohl erst jetzt und als ein keineswegs sehr seltener Begleiter des Diamant nachgewiesen.

Gorceix, Bovet und Boutan verzeichnen den Euklas in ihren Listen der den Diamant Brasiliens begleitenden Mineralien, ohne jedoch weitere Bemerkungen über dieses sonst so seltene Mineral hierbei zu geben.

---

[1]) Nach Citat und gütiger mündlicher Mittheilung d. Herrn Prof. Gorceix.

XXXVI. Pseudomorphose von Thenardit nach Glaubersalz.

Von **A. Pelikan.**

(Mit 1 Textfigur.)

Mein Vorgänger, Herr Dr. M. Schuster, brachte vor etwa 6 Jahren von einem Ausfluge in's Salzkammergut ein paar guter Mirabilitstufen von Aussee mit. Die bis zu zwei Centimeter messenden Krystalle des Glaubersalzes sitzen oder vielmehr sassen auf einer Unterlage von röthlichem Steinsalze.

Um die in Anbetracht der ausserordentlich trockenen Räumlichkeiten des Institutes besonders zu befürchtende Wasserabgabe nach Thunlichkeit hintanzuhalten, wurden die schönen Stufen in luftdicht verschlossenen Glasgefässen aufbewahrt; so verhinderte man wenigstens eine Wasserentziehung durch fortwährend sich erneuernde Luftmassen.

Bei der vor kurzem erfolgten Eröffnung eines solchen Glasgefässes bot sich folgende überraschende Erscheinung der Beobachtung dar: Von den prächtigen Krystallen des Glaubersalzes ist nur noch die vorzüglich erhaltene Form vorhanden, während der Inhalt ein anderer geworden ist. Eine zarte, durchschnittlich $^1/_2$ Millimeter dicke, farblose Kruste bewahrt die Gestalt des ursprünglichen Minerales mit solcher Treue, dass die Flächen eben, die Kanten gerade geblieben sind. Diese Kruste hat von aussen betrachtet den Charakter eines kleinkörnigen, krystallinischen Aggregates; es sieht so aus, als wären die Flächen an krystallinischem Zucker angeschliffen worden. Nach innen zu hat sie den Charakter einer Druse; die freien Enden kleiner Krystalle, deren durchschnittliche Grösse etwa 2 bis 3 Millimeter beträgt, ragen in das hohle Innere des ehemaligen Glaubersalzkrystalles hinein; die grössten Individuen erreichen eine Länge von 5 Millimetern. Die Formausbildung wird durch die beigegebene Figur veranschaulicht, welche alle beobachteten Gestalten an sich vereinigt. Das Innere der Pseudomorphosen — denn mit solchen haben wir es zu thun — ist, wie oben erwähnt wurde, in der Regel hohl, zumal dann, wenn die Kruste etwas dicker ist; zuweilen ragt ein grosser Krystall in dasselbe hinein oder wir treffen eine kleine, central gelagerte, mit der Kruste verbundene Gruppe.

Da das neugebildete Mineral nur aus Natrium und Schwefelsäure besteht, so unterliegt es keinem Zweifel, dass hier eine Pseudomorphose von Thenardit nach Glaubersalz vorliegt.

Bisher wurde Thenardit in Krystallform noch niemals pseudomorph nach Mirabilit gefunden.[1]) Man wusste nur, dass das Glaubersalz, wenn es an trockener Luft liegt, sein Krystallwasser abgibt und verstäubt, sowie dass man durch Erhitzen des in seinem Krystallwasser leicht schmelzenden Glaubersalzes die dem Thenardit entsprechende Verbindung, meist in Pulverform, erhält.

Dass man aber auch Krystalle erzeugen kann, darüber hat Mügge[2]) berichtet: „Glaubersalzkrystalle unter 35° getrocknet geben ihr Wasser ab und gehen in pulverigen Thenardit über; steigert sich aber die Temperatur (nicht viel über 45°), so schmilzt das Innere der Glaubersalzkrystalle und es bildet sich beim Erkalten ein Hohlraum, von kleinen, durchsichtigen Kryställchen des Thenardit bekleidet."

Dass das Natriumsulfat die Eigenschaft hat, aus kalten Lösungen mit, aus warmen ohne Krystallwasser zu krystallisiren, ist eine ebenso bekannte Thatsache, wie jene zuerst von Gay-Lussac beobachtete, dass dieses Salz seine grösste Löslichkeit bei 33° C. hat.

Die Bedeutung dieser beiden Umstände für die Bildung des Thenardits hat Mitscherlich[3]) bereits hervorgehoben unter Hinweis auf das einzige damals bekannte Thenarditvorkommen von Aranjuez[4]), wo sich im Sommer aus den Salzwassern der Salinas d'Espartinas Thenardit ausscheidet.

Bei der oben angeführten Entstehungsweise des Thenardits spielt die Erhöhung der Temperatur eine Hauptrolle, während die in Rede stehende Pseudomorphose bei gewöhnlicher Temperatur entstand. Die Einfachheit der physikalischen Bedingungen, unter denen die Umwandlung vor sich ging, sowie der Umstand, dass alle Einzelheiten genau bekannt sind, rechtfertigen wohl die vorliegende Mittheilung.

---

[1]) Bei dem von Leuze (Die Mineralien und Pseudomorphosen des Roseneggs. Jahreshefte des Ver. f. vaterl. Naturkunde in Württemberg, 1889) beschriebenen Vorkommen von Thenardit mit Gyps und Glauberit könnte eventuell an eine ähnliche Entstehung gedacht werden.

[2]) Neues Jahrb. f. Min. 1884, II, pag. 2.

[3]) Poggendorf's Annalen, pag. 139.

[4]) Casaseca, Ann. chim. phys. 32, 308, 1826.

Das eingeschlossene Luftquantum betrug circa 5 Liter; auf der Steinsalzunterlage im Gewichte von etwa 500 Gramm sassen 8—10 Glaubersalzkrystalle, deren Gesammtgewicht mit beiläufig 40 Gramm veranschlagt werden kann, wobei ich jedoch bemerke, dass diese Angabe mit Rücksicht auf den jetzt vorhandenen Thenardit jedenfalls zu gering genommen ist.

Die mittlere Temperatur der Sammlungsräume kann mit 15 bis 20° C. angenommen werden. Nun ist aber bei 15° C. ein Cubikmeter (= 1000 Liter) Luft im Stande, 12·6 Gramm Wasserdampf aufzunehmen, während zur Sättigung des gleichen Volumens bei 20° C. 17·0 Gramm erforderlich sind. [1])

Die in dem Gefässe eingeschlossene Luft (circa 5 Liter) war also im Stande, im ersten Falle 0·06 Gramm, im zweiten 0·08 Gramm Wasserdampf aufzunehmen. Wäre demnach die Steinsalzunterlage der Glaubersalzkrystalle nicht vorhanden gewesen, so hätte nach Abgabe des 370., beziehungsweise 280. Theiles des vorhandenen Wassers (22·4 Gramm) eine weitere Wasserabgabe nicht mehr statthaben können. Nun ist aber bekannt und der Besuch eines Salzbergwerkes lehrt dies in eindringlicher Weise, dass die Wasseraufnahme seitens compacter Steinsalzstücke nur eine sehr langsame ist, und zwar in umso höherem Grade, je geringer die Menge der dem Steinsalze beigemischten wasseranziehenden Stoffe, vor allem die des Chlorocalcits ist. In Wieliczka hat das in jenen Kammern, auf deren Boden sich die bekannten „Seen“ befinden, anstehende Steinsalz seit vielen Jahren die Sculptur der Oberfläche bewahrt, die es durch das Behauen erhielt: nur stärker vorstehende Leisten sind gerundet etc.

Damit hätten wir also ein Moment der Bildung unserer Thenarditkrystalle klargelegt: die langsame und soweit dies die natürlich immer etwas schwankende Temperatur gestattete — auch continuirliche Wasserabgabe.

Ein weiterer Umstand, den wir in's Auge fassen müssen, ist die Beweglichkeit der Molekel. Denn da das $Na_2 SO_4$ nur 44 Procent der Glaubersalzkrystalle ausmacht, so ist es begreiflich, dass ausser der Kruste höchstens noch eine kleine Krystallgruppe im Innern vorhanden ist. Eine von den mir vorliegenden hohlen Pseudomorphosen ist in dieser Hinsicht besonders lehrreich. Von der etwa $1/2$ Millimeter

[1]) Hann, Meteorologie.

dicken Kruste ragt in das Innere ein grosser, circa 5 Millimeter langer Krystall hinein.

Wenn man bedenkt, aus welch weitem Umkreise ein solcher Krystall sein Material bezogen hat, so kommt man zu der Erkenntnis, dass die Beweglichkeit der Molekel eine ungemein grosse gewesen sein muss. Wie wir oben (477) sahen, genügt ein schwacher Anstoss, wie ihn eine Erwärmung auf 45° vorstellt, um die Beweglichkeit bis zum flüssigen Aggregatzustande zu steigern, und unsere Beobachtungen zwingen uns zu der Annahme, dass principiell dieselbe Beweglichkeit, nur mit etwas geringerer Intensität, schon in den festen Glaubersalzkrystallen vorhanden ist, so dass demnach die Bildung der Thenarditkrystalle hier genau so stattfand, wie dies bei dem Versuche des von Mügge citirten, aber ungenannten Autors der Fall war: In demselben Maasse, als Wasser verdunstete, schoss wasserfreies Natriumsulfat, Thenardit, an.

Der Reichthum an Krystallen, sowie die gute Ausbildung derselben veranlasste eine sorgfältige Messung, um die Winkel und das Axenverhältnis des Thenardits mit grösserer Schärfe festzustellen, als dies bei den bisherigen Untersuchungen möglich war.

Goldschmidt führt in seinem „Index der Krystallformen“, Bd. III, pag. 199 vielleicht nicht ganz mit Recht das Axenverhältnis nach Mügge an; Mügge selbst hat aber (loc. cit.) keine Messungen vorgenommen, sondern einfach das von Baerwald[1]) gefundene Axenverhältnis auf die von Hausmann[2]) vorgeschlagene Stellung umgerechnet. Der Grad der Genauigkeit der betreffenden Angaben erhellt daraus, dass Baerwald angibt, dass seine Winkel wegen der gerundeten Flächen oft um 1—2 Grad an derselben Kante schwanken.

Das von Groth[3]) acceptirte Axenverhältnis bezieht sich „auf die besser messbaren künstlichen Krystalle“ des Natriumsulfates.

Die beiden Hinweise werden genügen, um die Nothwendigkeit der folgenden Untersuchung darzuthun; auf die Angaben von Mitscherlich und Darapsky werde ich später zurückkommen.

Bezüglich der Aufstellung ist zu bemerken, dass die Hausmann-Mügge'sche beibehalten wurde, da kein Grund vorlag, davon

[1]) Zeitschr. f. Kryst. VI, 36.

[2]) Poggendorf's Annalen, 83, pag. 572 u. Neues Jahrb. f. Min. 1851, pag. 453.

[3]) Tabellarische Uebers. 3. Aufl., pag. 58.

abzuweichen. Bei dieser Aufstellung ist die Ebene sehr vollkommener Spaltbarkeit Basis (001); ausserdem ist eine ziemlich gute Spaltbarkeit nach (110) und eine weniger vollkommene nach (010) vorhanden, wie dies auch Mügge constatirte. Die Angaben früherer Forscher über diesen Punkt differiren ziemlich stark.

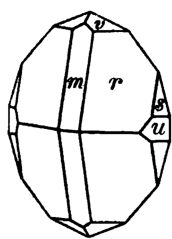
Die häufigste Form ist die Grundpyramide $r = (111)$; ihr zunächst, was die Häufigkeit des Vorkommens betrifft, steht $s = (131)$[1], während $m = (101)$ schon ziemlich selten vorkommt. Die Basis $a = (001)$ kommt an keinem der von mir untersuchten zahlreichen Individuen als Krystallfläche vor.

Es wurden beobachtet[2]):

a) als Krystallgestalten: $r = (111)$, $m = (101)$, $s = (131)$ und die neuen Formen $v = (113)$ und $u = (130)$,

b) als Spaltflächen: $a = (001)$, $b = (010)$, $l = (110)$.

Neue Formen. Die vorhin angeführte Pyramide $v = (113)$ besitzt gegen $r = (111)$ eine Neigung von 28° 36′ 6″ (Max. 28° 37′, Min. 28° 35′ 30″). Mit Zugrundelegung des später anzuführenden Axenverhältnisses ergibt die Rechnung für den erwähnten Winkel 28° 34′ 17″ (Differenz 1′ 49″).



Das Prisma $u = (130)$ tritt mit ziemlich breiten Flächen als gerade Abstumpfung der Basiskanten von (131) auf.

Um das Axenverhältnis mit möglichster Schärfe zu bekommen, wurden die bestausgebildeten Krystalle ausgewählt und daran stets nur die Winkel jener Flächen gemessen, welche einfache und gute Reflexe gaben. Bei jeder Messung wurden 5 Ablesungen vorgenommen;

---

[1]) Bei Mügge steht (loc. cit., pag. 2), dass die Pyramide $^1/_3 P = (113)$ nach Vertauschung der *b*- und *c*-Axe das Zeichen $P\breve{3} = (133)$ erhielte, während es heissen soll $(131) = 3\breve{P}3$ oder $\bar{P}^1/_3$.

[2]) In der Figur fehlt die von E F. Ayres (Am. Journ. of science. XXXVII, 1889, pag. 235) aufgefundene Form $t = (106)$. Nach meinem Axenverhältnis beträgt der Winkel $106 : \bar{1}06$ 141° 22′. Das Resultat der Beobachtung ist 139° 28′. Also fast 2 Grad Differenz! Wenn die Messungen an den californischen Thenarditkrystallen überhaupt eine zur Aufstellung einer neuen Form genügende Genauigkeit besässen. so wäre eher die Form (3.0.17) anzunehmen, für welche die Rechnung den Wert 139° 18′ liefert. Es bleibt demnach späteren Forschungen überlassen, das richtige Zeichen der Form *t* festzustellen.

Nr. des Krystalles	Winkel $111 : 1\bar{1}1$ und $11\bar{1} : 1\bar{1}\bar{1}$	Grenzwerte	Winkel $111 : 11\bar{1}$ und $1\bar{1}1 : 1\bar{1}\bar{1}$	Grenzwerte	Winkel $111 : \bar{1}11$ und $11\bar{1} : \bar{1}1\bar{1}$	Grenzwerte
1	56° 31′ 40″	30′—32′ 30″	—	—	—	—
2	56° 40′ 10″	40′—40′ 30″	44° 27′ 30″	27′—28′ 30″	—	—
3	56° 44′ 48″ 37′ 36″	44′ 30″—45′ 30″ 37′—38′ 30″	44° 25′ 40″ *	24′ 30″—26′ 30″	105° 16′ 40″ *	16′ 20″—17′ 30″
4	56° 40′	39′—41′	—	—	—	—
5	56° 33′ 24″	33′—34′	—	—	105° 5′ 18″	5′—6′
6	56° 32′ 30″	32′—34′	—	—	105° 17′ 11″	15′—21′
7	—	—	44° 27′ 30″	26′ 30″—28′ 30″	105° 14′ 6″	13′—15′ 30″
8	56° 37′ 15″	36′ 30″—38′ 30″	—	—	105° 17′	15′ 30″—18′
9	56° 36′ 40″ 9′ 20″	35′ 30″—38′ 30″ 8′ 50″—10′	—	—	105° 13′ 18″ 17′ 30″	12′ 30″—14′ 30″ 17′—17′ 30″
10	—	—	44° 30′ 30″ 25′ 36″	29′ 30″—31′ 30″ 25′—26′ 30″	105° 17′ 12″	15′ 30″—18′ 30″
	I: 56° 37′ 1·4″ 28° 18′ 30·7″		II: 44° 27′ 46·5″ 22° 13′ 53·2″		III: 105° 14′ 30·7″ 52° 37′ 15·3″	

Anmerkung. Die mit * bezeichneten Winkel sind nachträglich gemessen und daher bei der Berechnung des Mittels nicht einbezogen worden.

die so erhaltenen Mittelwerte sind in der beigegebenen Tabelle zusammengestellt.

Aus allen diesen für eine Kante erhaltenen Mittelwerten wurde wieder das Mittel genommen; diese Zahlen, beziehungsweise ihre Hälften I, II und III bildeten die Grundlage für die zweifache Berechnung des Axenverhältnisses (aus I, II und II, III). Es ergab sich:

$$a : b : c = 0·596527 : 1 : 1·25338 \text{ und } 0·597487 : 1 : 1·25480.$$

Nehmen wir hier abermals das Mittel, so erhalten wir das Axenverhältnis:

$$a : b : c = 0·5970 : 1 : 1·2541.$$

Die Rechnung ergibt für die 3 den Berechnungen zugrunde liegenden Winkel die Werte:

I.	56° 39′	Differenz	gegenüber	der	Messung	58·6″
II.	44° 28′ 40″	„	„	„	„	53·5″
III.	105° 16′ 0″	„	„	„	„	1′ 29″

Bemerkungen zur Winkeltabelle:

Der Krystall Nr. 4 gab auf jeder Pyramidenfläche doppelte Reflexe; der eine davon, und zwar der lichtschwächere, lieferte den angegebenen Wert, während der weit stärkere und schärfere den Winkel 57° 39′ 30″ ergab. Dies ist interessant, weil z. B. Römer[1]) den Winkel mit 57° 40′ angibt.

Es scheint, dass der Thenardit sehr zur Ausbildung von Vicinalflächen, welche zuweilen sogar das Uebergewicht erlangen können, neigt. Auf die gleiche Ursache dürfte die Differenz der beiden Winkel 111 : 1$\bar{1}$1 u. 11$\bar{1}$: 1$\bar{1}\bar{1}$ bei dem Krystall Nr. 9 zurückzuführen sein.

Ein Schluss auf das monokline Krystallsystem ist wohl im Hinblicke auf Kryst. 3 ausgeschlossen.

Die von Mitscherlich, Baerwald und Darapsky angegebenen Axenverhältnisse lauten nach ihrer Umrechnung auf die neue Stellung:

0·5913 : 1 : 1·249,
0·5977 : 1 : 1·2525,
0·5549 : 1 : 1·212.

Mineralog.-petrogr. Univ.-Inst. Wien, April 1892.

---

[1]) Neues Jahrb. f. Min. 1863, 566.

XXXVII. Das Tetrakishexaëder (102) am Steinsalz von Starunia.

Von **A. Pelikan.**

(Mit 3 Textfiguren.)

Von den am Steinsalz vorkommenden Formen: (100), (111), (110), (102), (304), (305) und (405) finden wir die vier erstaufgezählten bereits bei Mohs-Zippe [Naturgeschichte des Mineralreiches, Bd. II, pag. 37], während die drei letzten überhaupt nur an künstlichen Krystallen beobachtet wurden. [1])

Die seltenste Form an natürlichen Krystallen ist jedenfalls (102).

Wer die Form zuerst auffand, ist mir nicht bekannt geworden; genug an dem, Mohs kannte sie bereits. Später constatirte Kobell[2]) dieselbe Gestalt an einem Krystalle, der in einem verlassenen Sinkwerke zu Berchtesgaden aufgefunden worden war. Die Tetrakishexaëderflächen traten unvollzählig und in einer merkwürdigen Vertheilung auf. Im Jahre 1877 publicirte Niedzwiedzki[3]) die Beschreibung eines rundum ausgebildeten Steinsalzkrystalles von Kalusz; derselbe war 4 Millimeter gross, besass glatte Flächen und gestattete eine goniometrische Messung, welche die Form (102) zweifellos sicher ergab.

Aus dieser Darstellung erhellt, dass Retgers den Thatsachen nicht ganz gerecht wird, wenn er schreibt[4]): „Auch würde die Deutung dieser sehr stark entwickelten Flächen [es handelt sich um die Besprechung der trichterförmig entwickelten Steinsalzkrystalle] als Rhombendodekaëder oder als Tetrakishexaëder sehr im Widerspruch stehen mit der Thatsache, dass letztere Flächen noch niemals sicher an Chlornatriumkrystallen beobachtet worden sind.“ „Vielleicht

---

[1]) Krat, Zeitschr. f. Kryst. VII, pag. 393.

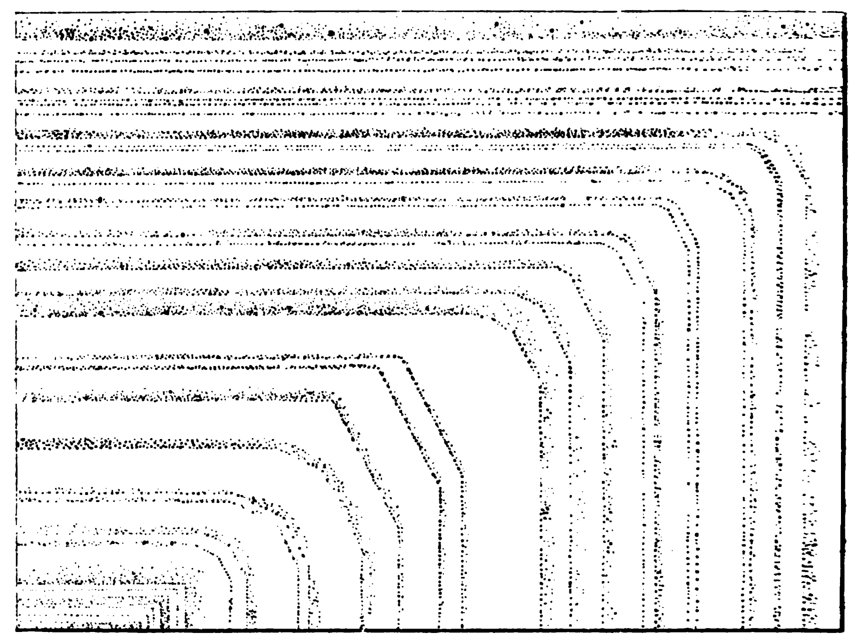
[2]) Journ. f. prakt. Chemie. 1861, LXXXIV, pag. 420. Auszug: N. J. f. Min. 1862, pag. 599.

[3]) Tschermak's Min. Mittheil. 1877, pag. 95.

[4]) Beiträge zur Kenntnis des Isomorphismus, V. Zeitschr. f. phys. Chemie. IX, pag. 297.

ist auch die einzige in der Literatur vorkommende Angabe eines Pyramidenwürfels von Steinsalz auf eine derartige Trichterfläche zurückzuführen."

In einer jeden Zweifel an der Echtheit der Krystallflächen vollständig ausschliessenden Weise tritt die in Rede stehende Form jedoch an den grossen Steinsalzkrystallen von Starunia im Bezirke Bohorodczany in Galizien auf, welche unser Interesse ausserdem noch durch ihre Erdöleinschlüsse in Anspruch nehmen. Derartige Inter-



positionen sind seit langer Zeit bekannt[1]; die Art des Auftretens, wie sie im Folgenden beschrieben werden soll, ist jedoch neu.

Die Beschreibung bezieht sich auf Spaltungsstücke von zum Theile recht ansehnlicher Grösse [die grösste Platte misst 85 × 65 Millimeter], wie sie in letzter Zeit in den Handel gekommen sind.

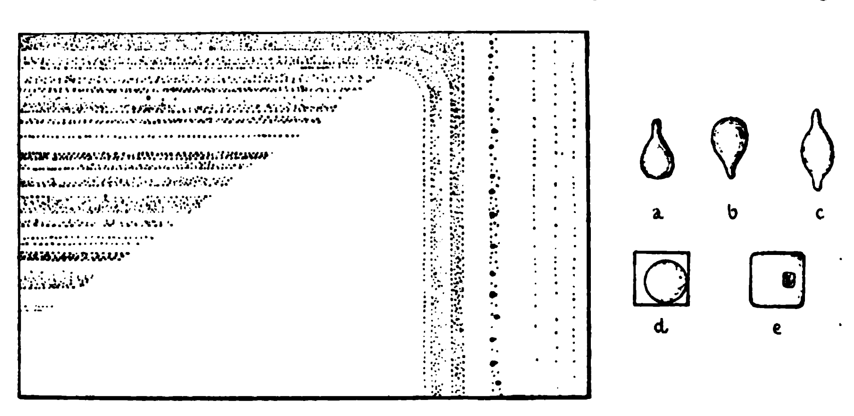
Das an sich völlig klare Steinsalz umschliesst zonar angeordnete Einschlüsse von Erdöl, welche theils die Form von Tropfen, theils die von negativen Krystallen [Hexaëdern] zeigen. Im ersteren Falle steht die Längsaxe des birnförmigen Tropfens senkrecht zur Hexaëder-

[1]) Fichtel, Mineral. Bemerkungen von den Karpathen. 2 Theile, 1791, Wien. [Citirt nach Zepharovich, Min. Lexikon. I, pag. 286.]

fläche und ist bald das breitere (Fig. *a)* bald das schmale Ende (Fig. *b*) dem Mittelpunkte des Krystalles zugekehrt; die dritte der abgebildeten Tropfenformen (Fig. *c*) ist selten.

Die negativen Krystalle sind entweder ganz (Fig. *e*) oder nur zum Theil mit Erdöl gefüllt (Fig. *d*); im letzten Falle wird der übrigbleibende Raum von Mutterlauge erfüllt.

Was das eingeschlossene Erdöl betrifft, so konnte Folgendes beobachtet werden: Oeffnet man einen Einschluss vorsichtig mittels einer Nadel, so entquillt demselben ein dünnflüssiges, brenzlich aromatisch riechendes Liquidum unter lebhaftem Brausen und Schäumen und bildet auf der Oberfläche des Stückes ein Tröpfchen, das augenscheinlich grösser ist, als dem Volumen des Einschlusses entspricht. Die ersterwähnte Thatsache lehrt, dass die eingeschlossene Flüssig-



keit gasförmige Stoffe absorbirt enthält; die für diesen Zweck zu geringe Menge des verfügbaren Materiales gestattete natürlich nicht zu untersuchen, welche von den im rohen Erdöle nachgewiesenen gasförmigen Kohlenwasserstoffen: Aethan ($C_2 H_6$), Propan ($C_3 H_8$), primäres Butan ($C_4 H_{10}$) hier auftreten.

Wir dürfen wohl annehmen, dass die Krystallisation des Steinsalzes, und damit auch die Bildung der Einschlüsse unter hohem Drucke erfolgte.

Löst man ein Stückchen des Steinsalzes im Wasser auf[1]), so schwimmt der weitaus grösste Theil der eingeschlossenen Substanz oben auf, besitzt also ein geringeres specifisches Gewicht als Wasser,

---

[1]) Durch Verdunsten eines Tropfens auf dem Objectträger erhielt ich schöne Steinsalzoktaëder.

beziehungsweise eine sehr verdünnte Steinsalzlösung. Vereinzelnte schwärzliche Partikelchen, welche sich auf dem Boden des Gefässes fanden, sind wahrscheinlich identisch mit den kleinen braunschwarzen Klümpchen in manchen Einschlüssen *(e)*; sie sind vermuthlich dem Asphalt [Dichte 1·2] nahestehend.

Lässt man die Lösung etwa 48 Stunden stehen, so entweichen alle flüchtigen Stoffe und es bleibt ein bräunlicher, dickflüssiger und fast geruchloser Rückstand, dessen Menge weit mehr als die Hälfte des ursprünglich vorhanden gewesenen Erdöls ausmacht, das wir demnach als Bergtheer zu bezeichnen haben.

Der Umstand, dass die Einschlüsse nur zonenweise auftreten, während die dazwischen befindlichen Krystallpartien vollkommen klar sind, gestattet uns, die Form, welche der Krystall in den verschiedenen Stadien seiner Bildungsweise besass, genau zu erkennen. Die Abscheidung des Bergtheers erfolgte offenbar sprungweise und dauerte in der Regel nur kurze Zeit.

Wir erkennen nun an der ersten Platte, dass anfänglich — soweit das Stück dies zu erkennen gestattet — nur der Würfel vorhanden war, dass später das Tetrakishexaëder[1]) (102) hinzutrat, um in späteren Stadien der Entwicklung des Krystalles wieder ganz oder nahezu ganz zu verschwinden.

Die zweite Platte, welche ich abbilde, zeigt, wie anfänglich nur auf einer, wahrscheinlich der oberen, Würfelfläche Einschlüsse gebildet wurden; erst später, vielleicht infolge einer Lageänderung des Krystalles, betheiligt sich auch die zweite Würfelfläche an diesem Vorgange.

Das Tetrakishexaëder ist auch hier zu sehen.

Mineralog.-petrograph. Univ.-Inst. Wien, April 1892.

---

[1]) Winkel der beiden Tetrakishexaëderflächen: Gemessen (im Mikroskope mit dem Fadenkreuze) 37°, gerechnet 36° 52′.

XXXVIII. Mineralogische Beobachtungen.

(2. Reihe.)

Von Prof. **H. Höfer.**

5. Corrosionserscheinungen an Kalkspathkrystallen von Steierdorf (Banat).

(Hierzu Fig. 1—5, Taf. XI.)

Der Güte des Herrn Oberbergverwalters Franz Schröckenstein verdanke ich ein Stück einer Calcitkrystalldruse, welches vom linken Ufer der Münisch (Minis) im Banate stammt, und zwar von einer auf etwa 6 Meter Höhe und 14 Meter Länge blossgelegten und mit Krystallen besetzten Gangfläche, 100 Meter links von der Strasse von Steierdorf zur Coroniniquelle, etwa 2 Kilometer von letzterer gelegen. An dem mir vorliegenden grösseren Handstücke sieht man, dass die schwach durchscheinenden Calcitstengel von mehreren Centren der stark eisenschüssigen Unterlage ausstrahlen und, bei etwa 15 Centimeter Länge, am anderen Ende durchschnittlich 2 Centimeter Dicke erreichen, woselbst die Individuen zur freien Ausbildung gelangen. Sie zeigen hier, wie dies die Spaltung ergibt, nur $-2R$ $(\bar{2}021)$ mit 2—3 Centimeter Kantenlänge. Nur ein einziger, weingelber, fettglänzender und durchsichtiger Krystall zeigt nebst $-2R$ untergeordnet R, überdies noch das Prisma $\infty P2$ $(11\bar{2}0)$, welches nach den Mittelkanten von R gestreift ist. Fast alle Rhomboëder stehen zu einander regellos, und nur einmal ist eine Verzwilligung nach ∞R $(10\bar{1}0)$ zu beobachten, wobei sich herausstellte, dass beide verwachsenen Individuen von zwei verschiedenen Centren ausgehen und sich die Hauptaxen erst von der Stelle der Vereinigung ab parallel stellen.

In durch Bruch erhaltenen, frisch aussehenden Stücken zeigt der Calcit nur einen geringen Grad von Durchsichtigkeit und einen Stich in's Bräunliche. Die Begrenzungsflächen der Stengel sind oft tief braunroth, und die Oberfläche der Rhomboëder ist licht, in den Vertiefungen jedoch braunroth von Eisenoxydaten gefärbt. Je intensiver die Farbe an der Oberfläche ist, desto weiter ist die Corrosion vorgeschritten, woraus wohl gefolgert werden darf, dass das Eisen-

oxydat der bei der Lösung des Calciumcarbonates verbliebene Rückstand ist. Der Gehalt an Eisen wurde im frischen Kalkspath mit 0·0501 Procent bestimmt, welchem 0·104 Procent $Fe\,CO_3$ entspricht.

Die braunroth gefärbten Stengelflächen sehen wie zerhackt aus; die ganz geraden Einschnitte reichen 1—2 Millimeter tief und stehen dann in Abständen von etwa 2·5 Millimeter; unter der Lupe sieht man dazwischen viele parallele, feinere Schnitte, die $^1/_2$—$^1/_3$ Millimeter von einander entfernt sind. Es sind stets zwei sich unter spitzen Winkeln schneidende Lamellensysteme, — $^1/_2 R$ $(\bar{1}012)$ entsprechend, vorhanden, wovon manchmal das eine deutlicher als das andere hervortritt.

Die lichtbraunen Stengelflächen zeigen die sehr dünnen Calcitlamellen in ihrer ursprünglichen Farbe, und zwischen ihnen liegen gleichsam rostige gerade Linien, die Corrosionsfurchen.

Die Rhomboëder zeigen mehrfache Wirkungen der Corrosion; häufig sind die Flächen convex, und zwar so, dass gegen die Polecke hin ein Abrunden stattfindet. An letzterer sind fast alle Rhomboëder dreieckig vertieft (Fig. 1, Taf. XI); die durch die Hohlgestalt mit — $2R$ gebildeten Kanten liegen parallel zu den langen Rhomboëderdiagonalen. Die vertieften Flächen sind zumeist rauh, unregelmässig abgestuft und gestatten keine nähere Bestimmung. Hier und da ist eine Streifung parallel zur Dreiecksseite bemerkbar, und an einem Krystalle ist eine Fläche des Hohlkrystalles parallel zur nachbarlichen — $2R$ $(\bar{2}021)$-Fläche; sie ist somit überhängend, wie dies durch einen nach der Hauptaxe geführten Querschnitt in Fig. 2 ersichtlich gemacht ist.

v. Ebner's[1]) theoretische Speculationen und Versuche finden somit hier eine erfreuliche Bestätigung.

An einem Krystalle ist die Polecke nicht nur dreieckig vertieft, sondern es steht in der Mitte dieses Grübchens ein rauhes Rhomboëderchen in zu — $2R$ verwendeter Stellung, wie dies schematisch in Fig. 3, Taf. XI dargestellt ist.

Die Flächen des — $2R$ $(\bar{2}021)$ zeigen in allen Individuen sehr deutlich die braungefärbten, beiden Corrosionsstreifensysteme nach — $^1/_2 R$ $(\bar{1}012)$. Ein Streifen einer Fläche lässt sich häufig in seiner Fortsetzung auf der zweiten Rhomboëderfläche verfolgen; ist die

---

[1]) Die Lösungsflächen des Kalkspathes. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien 1884, Bd. 89 (II), pag. 369.

dazwischen liegende Kante künstlich abgestumpft, so kann man auch auf dieser Spaltungsfläche die Fortsetzung der Corrosionsstreifen als Zwillingslamelle an dem geringen Glanze deutlich erkennen, wobei es jedoch immerhin noch fraglich bleiben könnte, ob diese Zwillingsbildung nicht erst durch die Spaltung selbst hervorgebracht wurde, was jedoch sehr wenig wahrscheinlich ist.

Dass diese durchschnittlich 0·7 Millimeter entfernten Streifen in der That — $^1/_2R$ ($\bar{1}012$) entsprechen, beweist, abgesehen von der directen Messung, die Spaltung. Nicht blos, dass in dem Spaltungsrhomboëder die — $^1/_2R$ entsprechende Zwillingsstreifung erkannt werden kann, es ist mir auch gelungen, wiederholt nach den Zwillingsflächen zu spalten. Die Corrosionsstreifen nach der deutlich nachweisbaren Verzwilligung der Subindividuen nach — $^1/_2R$ entsprechen somit bei diesem Calcitvorkommen, wie dies auch an einigen anderen Orten beobachtet wurde, den Flächen grösster chemischer Schwäche (Judd) und sind mit Rücksicht auf ihre allgemeine Verbreitung und ihre Tiefe als retardirte Aetzungen aufzufassen.

Die — $2R$-Flächen lassen auch eine Reihe anderer, und zwar secundärer Corrosionserscheinungen erkennen, wobei ich zuvor bemerke, dass solche, der R-Spaltung entsprechend, auch nicht einmal andeutungsweise auftreten, und wobei ganz unregelmässige, mit Eisenoxydaten ausgefüllte, grössere und kleinere Grübchen nicht weiter beachtet werden sollen. So z. B. sind nach der kurzen Rhomboëderdiagonale gestreckte Grübchen (Fig. 4) mit concaven Wänden vorhanden, die an Erscheinungen erinnern, welche v. Ebner bei der Aetzung von Spaltungsrhomboëdern erhielt, und welche ihn veranlassten — $2R$ ($\bar{2}021$) als primäre Lösungsgestalt für Calcit anzunehmen; doch treten in den Banater Krystallen solche Aetzfiguren an — $2R$ selbst auf. v. Ebner's soeben erwähnte Schlussfolgerung bekommt hingegen in der wiederholt beobachteten Corrosionserscheinung, dass eine — $2R$-Fläche plötzlich mit unregelmässigem Rande stufenförmig gegen eine 0·5—1 Millimeter tiefer gelegene — $2R$-Fläche absetzt, eine Stütze.

Interessant ist ein grösserer — $2R$ ($\bar{2}021$)-Krystall, der sogar an ein und derselben Fläche zwar verwandte, doch verschiedene Stadien der Corrosion zeigt. So ist an einer Stelle ganz deutlich zu sehen, dass die rothen Streifen eigentlich nur der Ausfüllung der einspringenden Kanten (Corrosionsfurchen) der — $^1/_2R$-Lamellen ent-

sprechen. An einer anderen Stelle glänzt durchwegs die — 2 *R*-Fläche, welche scharf eingeritzt, die geraden, primären Corrosionsfurchen nach — $^1/_2\,R$ erkennen lässt und von gerstenkornähnlichen, nach der kurzen Rhombusdiagonale gestreckten, nicht sehr regelmässigen Vertiefungen unterbrochen ist. Wieder an einer anderen Stelle erkennt man secundäre, ziemlich scharf begrenzte Corrosionshügel, spitze Winkel zeigend, die, von der Polecke herab, dachziegelartig übereinander greifen und ihre Spitzen den Mittelkanten zuwenden (Fig. 5). Die Schenkel dieser Winkel stehen fast genau senkrecht auf die Zwillingsstreifung nach — $^1/_2\,R$.[1])

Anfangs hielt ich diese Figuren für regelmässige Corrosionsgestalten, für irgend ein Rhomboëder, welches nach der Lage der Flächen gegenüber — 2 *R* ebenfalls ein negatives sein müsste. Doch kam ich von dieser Meinung sehr bald ab; denn der dachziegelartige Aufbau beweist, dass diese Flächen mit der Hauptaxe einen grösseren Winkel als — 2 *R* einschliessen, dass also die Ableitungszahl $n < 2$ sein muss; hingegen gibt ein negatives Rhomboëder, dessen Durchschnitte auf den — 2 *R*-Flächen senkrecht zu den — $^1/_2\,R$-Streifen stehen, als allgemeine Ableitungszahl $n = \frac{18\,a^2}{8c^2 - 3\,a^2}$, was bei $c = 0{\cdot}8543$ — $^{19}/_8\,R\,(1\bar{9}\,.\,0\,.\,19\,.\,3)$, also ein viel spitzeres Rhomboëder, als es — 2 *R* ist, entsprechen würde. Die Annahme, dass diese Corrosionsgestalt, welche ich, wenigstens gegenüber den — $^1/_2\,R$-Streifen, für eine instantane halte, etwa einem Skalenoëder entsprechen könne, wie solche v. Ebner durch Aetzung erhielt, ist im vorhinein ausgeschlossen. Derartige Corrosionsgestalten, deren Schenkel auf den Aetzfurchen von — $^1/_2\,R$ nahezu senkrecht stehen, fand ich auf mehreren Krystallen sehr deutlich ausgeprägt, manchmal die ganze — 2 *R*-Fläche bedeckend.

Dass secundäre, anscheinend regelmässige Corrosionsgestalten auftreten, die als eine Form krystallographisch nicht denkbar sind, dürfte umsoweniger überraschen, da ja auch v. Ebner u. a. wiederholt zu solchem Ergebnisse gelangte.

Eine weitere Frage ist die: Wie sind diese Verzwilligungen nach — $^1/_2\,R$ entstanden? Es ist allbekannt, dass in den Kalkspath-

[1]) Die bekannten, hübschen — 2 *R*-Calcite von Bergenhill *(NJ)* zeigen fast ausnahmslos die Verzwilligung nach — $^1/_2\,R$ als scharf eingeschnittene Gerade; auf einem dieser glänzenden Krystalle, die durchaus nicht corrodirt aussehen, konnte ich ganz ähnliche Formen wie die oben beschriebenen entdecken.

krystallen selbst durch einen leisen Druck — fast alle kleinen Spaltungsrhomboëder aus isländischem Doppelspathe zeigen wenigstens mikroskopisch Zwillingsstreifung — Gleitflächen als Zwillingsflächen nach — $^1/_2 R$ ($\bar{1}012$) hervorgerufen werden. Der Druck der Flüssigkeit, aus welcher sich die Calcitkrystalle ausschieden, kann dies nicht bewirken, da ja dann fast alle derartigen Krystalle die erwähnte Zwillingsbildung zeigen müssten. Hingegen scheint im vorliegenden Falle die stengelige Ausbildungsweise die Ursache zu sein, da beim Wachsthum jedes Individuum von seinen Nachbarn seitlich gehindert, somit gedrückt wurde. Inwieweit diese Vermuthung gerechtfertigt ist, werden Beobachtungen an Stücken gleicher Ausbildungsweise, die ebenfalls corrodirt wurden, ergeben. Die an körnigen Kalken stets auftretende Verzwilligung nach — $^1/_2 R$ ($01\bar{1}2$) würde auf die gleiche Entstehungsursache zurückgeführt werden können, sowie auch die insbesondere von O. Mügge hervorgehobene Thatsache, dass bei gewissen Mineralien, wie z. B. Glimmer, Cyanit, Zinkblende, Malakolith, Eisenglanz, Rutil, Korund, die eingewachsenen Krystalle polysynthetische Zwillingsbildung viel häufiger als die aufgewachsenen zeigen. — Es dürfte hier nicht so sehr der Gebirgsdruck der aufliegenden Massen als vielmehr der bei der Krystallisation geäusserte Druck der unmittelbaren Nachbarschaft als Ursache der Zwillingsbildung anzusehen sein.

Schliesslich bemerke ich noch, dass nach einer gütigen Mittheilung des Herrn Oberbergverwalters Schröckenstein das mir vorliegende Stück aus einem Kreidekalke stammt, womit die von Joh. Kudernatsch im Jahre 1857 zuerst gemachte Beobachtung: in den Hohlräumen des Banater Kreidekalkes findet sich an den Calcitkrystallen stets — $2R$ ($\bar{2}021$), bestätigt wird. Er erwähnt zwar auch Calcitkrystalle vom Münischthale (Mündung der Galugra), an welchen nebst — $2R$ ($\bar{2}021$) noch + R ($10\bar{1}1$) und ∞R ($10\bar{1}0$) vorkommen und die nach + R verzwillingt sind; doch glaube ich mit Rücksicht auf die erwähnten krystallographischen Verschiedenheiten, dass das beschriebene Vorkommen Kudernatsch nicht bekannt war.

6. Kalkspathkrystalle von Rauris (Salzburg) und deren Corrosion.

(Hierzu Fig. 6—10, Taf. XI.)

Vor Kurzem erhielt ich eine Calcitsuite von Rauris (Salzburg), die in mehrfacher Hinsicht Interessantes bietet. Vor allem ist zu

bemerken, dass diese Krystalle verschiedene, oft recht abweichende Typen zeigen, die im Nachstehenden besprochen werden sollen.

1. Weisse, durchscheinende bis durchsichtige Skalenoëder, deren kürzere Polkanten meist 3—5 Centimeter messen, werden durch parallele Anreihung mehrerer Individuen längs einer gemeinsamen längeren Polkante manchmal sehr gross (Fig. 6, Taf. XI). Die Kanten sind abgerundet, wie geflossen; die Flächen zeigen die schnurgeraden Corrosionsfurchen, manchmal nur im mittleren, d. h. den Mittelkanten näherliegenden Theile des Krystalles; manchmal ist die Corrosion nur an einigen Flächen (der 1., 3. und 5.) vorwiegend zu beobachten, während sie anderseits an anderen Krystallen desselben Stückes so weit fortgeschritten ist, dass die ursprüngliche Krystallform kaum mehr erkannt werden kann. In letzterem Falle scheint die Krystallruine gleichsam aus einer Unzahl von vollends ebenen, papierdünnen, parallel übereinander liegenden Lamellen zu bestehen, deren Dicke zwischen 0·3 und 1 Millimeter wechselt, und welche an ihren Umgrenzungen schräg abgeschnitten sind. In die $^1/_4$—1 Millimeter tiefen, die einzelnen Blätter trennenden Corrosionsfurchen legte sich ein schmutziggrauer erdiger Absatz, der zur Deutlichkeit dieser Erscheinung ganz wesentlich beiträgt.

Es ist gewiss eigenthümlich, dass bei den meisten, und zwar bei den am stärksten corrodirten Krystallen nur e i n e Corrosionsfläche auftritt oder vorwaltet, welche einem Flächenpaare von — $^1/_2 R$ ($\bar{1}012$) entspricht; seltener sind die Fälle, wo 2 Flächenpaare des erststumpfen Rhomboëders als Corrosionsflächen überhaupt oder in gleichem Masse auftreten, während das Vorhandensein aller 3 Flächenpaare bisher nicht sicher nachzuweisen war.

Zu bemerken ist ferner, dass auf den Spaltungsflächen nach R eine Zwillingsstreifung nach — $^1/_2 R$ nicht beobachtet werden konnte.

Was die Skalenoëder selbst anbelangt, so wurde schon früher erwähnt, dass deren Kanten abgerundet sind; trotzdem gaben die Winkelmessungen befriedigend übereinstimmende Ergebnisse, und zwar wurde jener an der langen Kante mit 158° 15′ und jener an der kurzen Polkante mit 102° 0′ gefunden, woraus sich ferner $m = 1$ (1·000) und $n = {}^{11}/_6$ (1·857) ergab. Wie aus der Spaltung zu entnehmen ist, ist das Skalenoëder ein negatives, bekommt somit das Zeichen — $R\,^{11}/_6$ ($1\bar{7} . \bar{5} . 22 . 12$) und steht zwischen den beiden bereits bekannten Formen — $R\,^9/_5$ ($\bar{7}\bar{2}95$) und — R_3 ($\bar{3}\bar{1}42$).

2. Einiges Interesse bietet auch ein zweites Calcitvorkommen von der Türchelwand bei Rauris. Ein weisses Grundrhomboëder von 7 Centimeter längster Polkante ist mit einem zweiten Individuum von 5·7 Centimeter längster Polkante nach ∞R $(10\bar{1}0)$ verzwillingt. Auch Farbenabtönungen lassen erkennen, dass das Wachsthum in der Richtung der längsten Polkanten vorwiegend stattfand. Die Polkanten sind abgerundet, ohne mit Sicherheit Combinationsflächen erkennen zu lassen. Die Mittelkanten sind durch ein Skalenoëder zugeschärft, das zwar meist ebenfalls undeutlich ist, jedoch an einer Mittelkante noch gut erhalten ist und als $R\,{}^{9}/_{5}$ $(72\bar{9}5)$ bestimmt wurde, da die längere Polkante 159·2° misst, was mit der Rechnung sehr gut übereinstimmt.

Dieser grosse Zwilling ist mit kleinen Pyritkrystallen $\infty 0 \infty . 0$ (100) (111) bedeckt; auch ein kleiner weingelber Quarzkrystall, welcher nur das Prisma mit der Pyramide zeigt, sitzt dem Calcite auf. Der Pyrit ist durchwegs mit einer dünnen Limonitschichte bedeckt; hier und da sieht man auch auf den Calcitflächen ein lichtbraunes Limonithäutchen.

Die Rhomboëderflächen des Calcites sind durchwegs rauh und lassen unter der Lupe, der Spaltbarkeit entsprechend, ganz seichte gerade, den Rhomboëderkanten parallele Corrosionsfurchen erkennen, zwischen sich rhombische Parquetten einschliessend. Interessanter ist jedoch die Thatsache, dass die Polecke des grossen Rhomboëders, in deren Nähe sich viele Pyritkrystalle ansiedelten, derart abgefressen wurde, dass eine dreiseitige Grube entstand, deren 17 Millimeter lange Kanten parallel zu den langen Diagonalen der Rhomben sind, weshalb die Flächen dieser Grube einem Rhomboëder in negativer Stellung entsprechen. Die Kanten zwischen ihr und dem ursprünglichen Calcitrhomboëder, also gleichsam die Grate, sind gezackt und bestehen aus einer Reihe vollends richtig orientirter Kryställchen von $-{}^{1}/_{2} R$ $(\bar{1}012)$, welche somit hier als Corrosionsgestalten der ursprünglichen Calcitgrundrhomboëder aufgefasst werden müssen. Die Grube ist fast ganz mit einer jüngeren, blassröthlichbraun gefärbten Calcitgeneration ausgefüllt, durchwegs aus sehr kleinen $-{}^{1}/_{2} R$ $(\bar{1}012)$ bestehend, die zum Theile vollends richtig zum grossen, ursprünglichen Krystalle orientirt, zum Theile jedoch auch ganz regellos gelagert sind.

Es zeigt sich also auch hier an R dieselbe Erscheinung wie an dem $-2R$ von Steierdorf, nämlich dass die Corrosion eine drei-

eckige Grube an der Polecke (Fig. 1) ausarbeitete, deren Kanten horizontal liegen, wenn die Gestalt richtig aufgestellt ist.

Dass in dem vorliegenden Falle Schwefelsäure die Aetzflüssigkeit war, darf wohl unter Würdigung des früher erwähnten Pyrit-, beziehungsweise Limonitvorkommens mit grösster Wahrscheinlichkeit vorausgesetzt werden.

3. Ein eigenthümlicher, sofort an den Hemimorphismus mahnender Krystall liegt vor, in welchem die Basis mit 6·5 Centimeter Durchmesser ganz entschieden vorwaltet; sie ist jedoch nur an einer Seite entwickelt und fehlt an der anderen vollends. Nebst ihr herrscht R $(10\bar{1}1)$ vor, welcher etwa in der Mitte seiner Mittelkanten vom $0R$ (0001) nach unten hin abgeschnitten wird. Oben tritt, und zwar untergeordnet, noch $-2R$ $(\bar{2}021)$, unten $+4R$ $(40\bar{4}1)$ auf; auch $\infty P2$ $(11\bar{2}0)$ ist angedeutet.

Die Kalkspathflächen sind zum Theil, und zwar regellos, mit Krusten von weissen Stilbitkryställchen bedeckt, welche die beiden verticalen Pinakoide und das Querdoma erkennen lassen. Ueberdies findet man Reste eines etwas zersetzten Klinoklases und, auf dem Kalkspath sitzend, kleine Chloritkryställchen.

In Fig. 7 ist ein regelmässig ausgebildeter Krystall gezeichnet, dessen Bild senkrecht zur Basis in Fig. 8 dargestellt ist.

Der früher beschriebene Krystall lässt die Aetzflächen nach $-\frac{1}{2}R$ $(\bar{1}012)$ in der früher erwähnten Art deutlich erkennen, und zwar theils eine nach einer Fläche, theils gleichentwickelt nach 2 Flächen. Die vollends eben verlaufenden Corrosionsflächen durchschneiden unverändert die verschiedenen früher genannten Rhomboëder, fehlen hingegen auf der mächtig entwickelten Basis. Diese (Fig. 8) zeigt zwar ebenfalls gerade Linien, oft sanfte Stufen bildend, die sich unter 60° schneiden; doch entsprechen dieselben nicht der Aetzung — haben auch ein ganz anderes Gepräge —, sondern hängen mit dem Aufbau des Krystalles aus Subindividuen zusammen.

An anderen Stücken mit gleichen oder ähnlichen Combinationen, bei welchen die Aetzung sehr weit vorgeschritten ist, so dass die Kanten vollends abgerundet sind, ist nur die mächtig entwickelte Basis mit einer Stilbitkruste überzogen. Stellenweise sind auch an diesen Calcitkrystallen die Aetzfurchen, beziehungsweise Aetzebenen nach $-\frac{1}{2}R$ sehr gut entwickelt.

Die hemimorphe Entwicklung der basischen Endfläche kann auch an anderen Kalkspathen von Rauris bemerkt werden, wobei $0R$ (0001) ebenfalls mit einer Kruste von Stilbitkrystallen überzogen ist, während die übrigen Flächen unbedeckt blieben und nur Wirkungen der Aetzung erkennen lassen. Diese weissen, fast durchsichtigen Calcitkrystalle zeigen nebst dem erwähnten $0R$ (0001) (unten) die Combination von $R^{9}/_{5}$ $(72\bar{9}5)$ [1]) mit $R\,(10\bar{1}1)$ und stellenweise die Corrosionsfläche nach $-\,{}^{1}/_{2}R\,(\bar{1}012)$.

Es ist jedenfalls bemerkenswert, dass überall, wo die Basis einseitig und mächtig auftritt, stets Stilbitkrusten [2]) vorhanden sind, mit welchen weisse, zum Theile zersetzte Periklinkrystalle und Chloritkryställchen vorkommen. Die Altersfolge ist: 1. Periklin, 2. Calcit, 3. Stilbit und 4. als jüngste Bildung Chlorit.

Nach anhaftenden Fragmenten zu urtheilen, setzen diese von Stilbit bekleideten Kalkspathe in einem grünen chloritschieferähnlichen Gesteine auf.

Bekanntlich ist das einseitige Auftreten der basischen Endfläche an Kalkspathkrystallen auch von anderen Orten beobachtet worden, wie von Ahrn im Pusterthale, aus dem Maderanerthale, vom Andreasberg, von Brigels im Tavetsch u. s. w. und von manchen als Anomalie erklärt worden; doch der Umstand, dass in der Gegend von Rauris diese Erscheinung häufig, und zwar bei verschieden combinirten Krystallen, auftritt, nöthigt denn doch zu der Annahme, dass wir es hier nicht mit einer zufälligen, sondern regelmässig mit dem Auftreten von Stilbit wiederkehrenden Anomalie zu thun haben, die deshalb wohl als Hemimorphie aufgefasst werden muss.

Es sei hier noch bemerkt, dass eine Krystallgruppe nach unten von ebenen Flächen, die mit Krusten von Stilbitkryställchen besetzt sind, abgeschnitten wird, die, wie es scheint, nicht der Basis, sondern einem flachen Rhomboëder entsprechen; doch waren genauere Messungen unmöglich, weshalb ich mich mit dieser Andeutung begnüge; vielleicht gestatten spätere Funde eine endgiltige Entscheidung.

---

[1]) Dieses Skalenoëder, welches sehr leicht mit dem früher beschriebenen $-\,R\,{}^{11}/_{6}$ verwechselt werden könnte, ist vermöge der Spaltung ein positives.

[2]) Alle diese hemimorphen Calcite stammen angeblich vom Ritterkopf.

4. Rauriser Stücke, von der Türchelwand stammend, zeigen auch grosse Kalkspathkrystalle, an welchen — $^1/_2 R (\bar{1}012)$ untergeordnet mit $\infty R (10\bar{1}0)$ combinirt ist. Sie sitzen auf Gneiss auf und werden hier und da von dünnen Häutchen von Eisenhydroxyd bedeckt, jedenfalls herrührend von den mitvorkommenden und in Umwandlung begriffenen Pyritkryställchen, welche den Würfel mit dem Oktaëder combinirt haben. Es kann hier mit Bestimmtheit vorausgesetzt werden, dass infolge der Umwandlung des Pyrits schwefelsäurehaltige Lösungen auf die Kalkspathkrystalle einwirkten; sie haben die Flächen an — $^1/_2 R (\bar{1}012)$ gleichmässig abgeätzt und zeigen die bekannte Streifung nach der kurzen Diagonale, zu welcher auch die Corrosionsleisten parallel liegen.

Es fand hier ein gleichmässiges Abätzen der Flächen in sehr dünnen Lagen statt.

Die Prismenflächen führen langgestreckte, nicht immer regelmässig verlaufende Aetzgrübchen, welche dem Grundrhomboëder entsprechen.

Eines der vorliegenden Stücke, welches die soeben besprochene Combination zeigt, führt auch gerade Rutilnadeln, welche die Kalkspathkrystalle durchdringen. [1])

Als ältere Bildung tritt auch Albit auf.

Von anderen Stücken, dem Gneisse entstammend, kann die Succession: 1. Rutil, 2. Periklin, gegen Ende von dessen Bildung 3. Quarz und 4. Calcit entnommen werden.

5. Ein anderes bemerkenswertes Vorkommen von Kalkspath ist jenes in dünnen, perlmutterglänzenden Tafeln mit vorherrschender Basis, welche die bereits früher erwähnten, sich unter 60° schneidenden Linien zeigt, die wohl auch hier nicht als Corrosions-, sondern als Wachsthumserscheinung aufzufassen sind; bei etwas dickeren Tafeln, welche sechseckig begrenzt zu sein pflegen, lassen sich die Flächen von + $R (10\bar{1}1)$, oft auch jene von — $R (\bar{1}011)$, erkennen. Mit solchen Calcittafeln kommen Bergkrystalle vor, welche nebst

---

[1]) Es mag hier die Bemerkung eingeschaltet werden, dass am Hochaar (Hochnarr) bei Rauris mit Albit auch kleine Rutilkryställchen vorkommen, an welchen die Prismen 1. und 2. Art stets mit der hellglänzenden Basis, bekanntlich am Rutil selten auftretend, combinirt vorkommen. An den stärkeren Säulchen sind hier und da kleinere Kryställchen in der bekannten Zwillingsstellung nach $P \infty (101)$ angewachsen.

den gewöhnlichen Flächen auch **stets** die trigonale Pyramide $\frac{2P2}{4}$ $(11\bar{2}1)$ führen. An einem der Krystalle sind diese Flächen an allen 6 oberen Ecken entwickelt.

6. Eine eigenthümliche Entwicklungsweise zeigen weisse, durchscheinende, kleine Calcitkrystalle, welche lebhaft an manche junge Bildungen mahnen, wie sie wiederholt in alten, neueröffneten Grubenbauen gefunden wurden. Die Krystalle stehen mit ihrer Hauptaxe nahezu senkrecht auf die Unterlage und zeigen oben das Grundrhomboëder, welches infolge einer Combination mit einem sehr steilen Rhomboëder dreieckig begrenzt erscheint. Bei den kleinen Krystallen konnte über letztere keine Gewissheit erlangt werden; glücklicherweise fand sich auch ein Stück, auf welchem die Krystalle bis 2 Centimeter Länge erreichten (Fig. 9), so dass Messungen vorgenommen werden konnten. Das steile + Rhomboëder schliesst mit den Spaltungsflächen einen Winkel von 143° 30′ ein, entspricht mithin $+ {}^{13}/_{2} R\,(13 . 0 . \bar{13} . 2)$. Es ist mit dem nächst steileren Rhomboëder, also mit $-13R\,(\bar{13} . 0 . 13 . 1)$ derart combinirt, dass die beiderseitigen Combinationskanten entweder in den Ecken des $+R$ gegen $+ {}^{13}/_{2} R$ oder in der Nähe derselben auslaufen. Die Flächen der beiden steilen, bisher nicht beobachteten Rhomboëder sind lebhaft glänzend, zeigen eine etwas verschwommene horizontale Streifung, während das Grundrhomboëder matt zu sein pflegt.

Eine eigenthümliche Ausbildungsweise dieser Formen muss noch erwähnt werden. Ein Stück, welches in seinem Habitus vollends dem zuerst beschriebenen mit kleinen Krystallen gleicht, ist mit Kalkspathkryställchen besäet, welche das Grundrhomboëder, das hier lebhaft glänzt, nach oben hin dem Beschauer zuwenden, nach abwärts ebenfalls dreieckig begrenzt sind. Doch steht hier $+R\,(10\bar{1}1)$ auf einem nach unten, also der Unterlage zu, sich zuspitzenden, dreikantigen Zapfen (Fig. 10), dessen Flächen rauh sind. Ich halte dies nur für eine Wachsthumserscheinung; zuerst bildete sich ein kleines $+R$, an welchem bereits die beiden spitzeren Rhomboëder andeutungsweise vorhanden waren, über welchem sich längs der Hauptaxe stets neue, stetig grösser werdende Krystalle gleicher Art in paralleler Stellung anreihten, wodurch sich der nach oben sich erweiternde dreikantige, rauhe Zapfen — ähnlich dem bekannten Přibramer Zweckenspath — herausbildete, der oben stets die Flächen des jüngstgebil-

deten Rhomboëders zeigt. Später erst fand auch an dem Zapfen ein seitliches Wachsthum statt, wodurch die Verjüngung nach unten, zu den beiden spitzen Rhomboëdern $+ 7R, -14R$ ausgeglichen wurde.

Corrosionserscheinungen wurden an diesem Kalkspathtypus nicht beobachtet, wodurch die früher erwähnte Vermuthung, dass diese Krystalle jüngerer Entstehung sind, indirect bestätigt wird.

Die Resultate der vorstehenden Untersuchung lassen sich etwa in folgende Sätze zusammenfassen:

1. An den Calciten von Rauris konnte ich bisher folgende 6 Typen nachweisen:

a) Das Skalenoëder $-R^{11/6}$ $(\bar{1}\bar{7} . \bar{5} . 22 . 12)$ ist allein vorhanden oder herrscht entschieden vor.

b) Das Grundrhomboëder R $(10\bar{1}1)$, untergeordnet mit $R^{9/5}$ $(72\bar{9}5)$; auch nach ∞R $(10\bar{1}0)$ verzwillingt.

c) Die Basis $0R$ (0001) hemimorph vorherrschend:

α) Mit sonst skalenoëdrischem Typus: $+R^{9/5}$ $(72\bar{9}5)$ und R $(10\bar{1}1)$.

β) Mit sonst rhomboëdrischem Typus: $R . -2R . +4R . \infty P2$ $(10\bar{1}1)$ $(\bar{2}021)$ $(40\bar{4}1)$ $(11\bar{2}0)$.

d) $-\frac{1}{2}R . \infty R$ $(\bar{1}012) . (1010)$.

e) $0R$ (0001) dünntafelig, mit $R . -R$ $(10\bar{1}1) . (1011)$.

f) Spitzrhomboëdrisch: $\frac{13}{2}R . -13R . R$ $(13 . 0 . \bar{1}\bar{3} . 2)$ $(\bar{1}\bar{3} . 0 . 13 . 1) . (10\bar{1}1)$.

Es sind somit an den Rauriser Kalkspathen bisher 12 Formen nachgewiesen, darunter sind $-R^{11/6}$ $(\bar{1}\bar{7} . \bar{5} . 22 . 12)$, $\frac{13}{2}R$ $(13 . 0 . \bar{1}\bar{3} . 2)$ und $13R$ $(\bar{1}\bar{3} . 0 . 13 . 1)$ für den Calcit neu.

2. An den meisten dieser vorgenannten und zum Theile von verschiedenen Fundpunkten stammenden Typen treten auch Corrosionsflächen auf, und zwar in den meisten Fällen nur jene nach $-\frac{1}{2}R$ $(\bar{1}012)$ und häufig nur e i n e Fläche dieses Rhomboëders oder eine auffallend vorherrschend. Seltener ist überdies auch eine Corrosion nach $+R$ $(10\bar{1}1)$ nachweisbar, und zwar entweder in der Form von schwach entwickelten Corrosionsflächen, wie im Typus *b,* oder von langgestreckten, tieferen Corrosionsfiguren, wie im Typus *d.*

Nachdem in den Banater Krystallen die $-\frac{1}{2}R$-Flächen, ebenso wie an manchen anderen Orten, ebenfalls, und zwar ausschliesslich als Corrosionsflächen auftreten, nachdem bekanntlich dieses Rhomboëder beim Calcit auch als Gleitfläche und durch Druck erzeugte

Zwillingsebene auftritt, so dürfte der Schluss, dass bei diesem Mineral das erste stumpfere Rhomboëder als Structurfläche und als Fläche grösster, und zwar auch chemischer Schwäche eine erhöhtere Bedeutung hat, als das Spaltungsrhomboëder, berechtigt sein. Ob diese chemische Schwäche stets nur eine Folge der Zwillingsbildung ist, wie dies aus dem so häufigen Auftreten der Corrosionsflächen parallel zu nur einem Flächenpaare von — $^1/_2 R(\bar{1}012)$ vermuthet werden kann, mag vorläufig unentschieden bleiben. Es sei blos noch erwähnt, dass an Spaltungsstücken von Rauris die Corrosionsfurchen nicht in das Innere als Zwillingsstreifungen fortsetzen.

3. Die corrodirende Flüssigkeit war in einigen Fällen Schwefelsäure; wo dies sicher vorausgesetzt werden darf, wurden die Corrosionsflächen — $^1/_2 R(\bar{1}012)$ nicht beobachtet; hingegen wurden nach + $R(10\bar{1}1)$ an den Flächen des ersten Prismas instantane Aetzfiguren, an jenen von $R(10\bar{1}1)$ schwache Corrosionsstreifen erzeugt.

4. Der Pol eines Grundrhomboëders ist, einem negativen Rhomboëder entsprechend, durch Corrosion vertieft; in dieser Grube sammelte sich eine jüngere Generation von Calcitkryställchen —$R(\bar{1}012)$ an, die wenigstens theilweise zum Grundrhomboëder krystallographisch nach dem Ableitungsgesetze orientirt sind.

Berücksichtigt man auch eine ganz ähnliche Erscheinung an den Banater Kalkspathrhomboëdern — die nebenbei bemerkt auch an einem solchen von Sarntbal (Tirol) beobachtet wurde —, so lässt sich dieselbe allgemein dahin feststellen: An manchen Calcitrhomboëdern treten an den Polen grosse dreieckige Aetzgruben auf, welche von Rhomboëderflächen gebildet werden, die in negativer Stellung zu jener des ursprünglichen Krystalles sind; innerhalb dieser Aetzgruben findet sich eine jüngere Calcitgeneration, welche bei paralleler Stellung der Hauptaxe zu den Flächen der Grube gleich, also gegenüber den Flächen des ursprünglichen Kalkspathrhomboëders negativ orientirt ist (Fig. 1 und Fig. 3).

5. Die Ursache, warum an gewissen Calcitkrystallen, ja an gewissen Flächen desselben Krystalles die Corrosionsfurchung sehr entwickelt ist, während sie an anderen fehlt oder zurücktritt, konnte nicht ermittelt werden.

6. Der Calcit zeigt durch das einseitige und ausgedehnte Auftreten der basischen Endfläche thatsächlich eine hemimorphe Entwicklung, welche an den Rauriser Stücken stets von Stilbitkrusten

begleitet ist. Diese Begleitung legt die Vermuthung nahe, dass die Hemimorphie des Calcites bedingt sein dürfte von gewissen Beimengungen, welche in seinem ursprünglichen Lösungsmittel enthalten waren. Es sei hier die sehr bekannte Thatsache erwähnt, dass Bittersalz aus reiner Lösung holoëdrisch, bei Zusatz von etwas Borax jedoch hemiëdrisch auskrystallisirt. Kann nicht eine gewisse Beimengung in der Calciumbicarbonatlösung auch Hemimorphismus bedingen? Dieser wäre somit für Calcit kein allgemeiner, sondern ein bedingter. Vielleicht bringen paragenetische Studien über gleiche Erscheinungen an Kalkspathen von anderen Fundorten hierüber Aufklärung.

7. Die den Kalkspath begleitenden Minerale haben nachstehende Entstehungsfolge: 1. Rutil, 2. Albit, 3. Quarz, 4. Calcit, 5. Stilbit und secundärer Quarz, 6. Chlorit (während 5. beginnend) und Pyrit, 7. secundäre Calcitkryställchen.

7. Das Hexakisoktaëder des Flusspathes von Sarnthal (Tirol), eine Corrosionsgestalt.

(Fig. 11 und 12, Taf. XI.)

Bereits im X. Bande dieser Mittheilungen (auf pag. 158) erwähnte ich, dass an den Fluoritkrystallen dieses Fundortes zwei verschiedene Hexakisoktaëder in Combination treten, deren Flächen an den mir damals vorliegenden Stücken nur entweder ungenau oder gar nicht messbar waren. Für eine dieser Formen stellte ich das Symbol $^{24}/_{5}$ O2 als annähernd zutreffend auf, bemerkte jedoch ausdrücklich, dass Messungen an besser entwickelten Individuen nothwendig seien, bevor diese Form als vollends verbürgt betrachtet werden darf. Ich habe die Besitzer von Sarnthaler Flusspathen auf diese, von den bisher bekannten Hexakisoktaëdern ganz abweichende Form aufmerksam gemacht und sie zu Messungen angeregt.

In jüngster Zeit bekam ich durch die Güte meines Collegen, des Herrn Oberbergrath F. Rochelt, einen losen, 10 Millimeter grossen, wasserklaren Fluoritkrystall (Fig. 11) vom Bergbaue Sarnthal, der fast ringsum ausgebildet ist und im ganzen eine dem Pyramidenwürfel sich nähernde Form zeigt. Einer Hexaëderfläche entsprechend, war er auf der Mutter aufgesessen, von welcher noch einige kleine weisse Calcitkryställchen und das bereits in meiner früheren Mittheilung

erwähnte nakritähnliche Mineral vorhanden sind. Ueber einer 2. Würfelfläche sitzt ein Tetrakishexaëder, von dem 3 Flächen glänzen, während die vierte matt zu werden beginnt, und welchem genau die am Flusspathe häufig beobachtete Form $\infty O 3$ (031) entspricht. Ueber der 3., und zwar an die 2. angrenzenden Hexaëderfläche gehören 2 aneinanderstossende, glatte Flächen ebenfalls $\infty O 3$ (031) an, während die beiden anderen matten Flächen einem Achtundvierzigflächner zuzuzählen sind; ganz untergeordnet tritt $\infty O \infty$ (010) mattflächig in Combination. Auch über die 4., der 2. ebenfalls benachbarte Hexaëderfläche zieht sich zum Theil der glatte Pyramidenwürfel hinüber, doch waltet hier das matte Hexakisoktaëder, mit dem Würfel untergeordnet verbunden, vor.

Die den beiden übrigen Würfelflächen entsprechenden Räume zeigen ausschliesslich die matten Flächen des Hexakisoktaëders in untergeordneter Combination mit dem Würfel. An der Oberfläche sind an ersterem auch unter dem Mikroskope keine regelmässig gelagerten Grübchen, von Subindividuen oder von Corrosion herrührend, sondern vorwiegend ganz unregelmässige Aetzhügel (Aetzfelder Becke's) zu beobachten. Die Kanten des Krystalles sind gerade und scharf entwickelt, die Winkel, welche sie gegenseitig einschliessen, sind leicht zu messen und gaben übereinstimmendere Resultate als die Flächenwinkel, da an letzteren die Goniometerschenkel auf kürzere Entfernungen anliegen, als an den Kanten. Der Winkel, den 2 in der Hauptsymmetrieebene liegende, also mittellange Kanten *(B)* einschliessen, wurde aus 14 Messungen mit $\sphericalangle\, \alpha = 131^\circ\, 40{\cdot}2'$, der des hierauf senkrecht stehenden Paares aus 10 Messungen mit $\sphericalangle\, \alpha = 131^\circ\, 54'$ gefunden.

Der rhombischen Zwischenaxe entsprechend wurde der Winkel, den 2 mittellange Kanten einschliessen, aus 10 Messungen mit 138° 12′ gefunden, woraus sich $\sphericalangle\, \alpha = 131^\circ\, 48'$ berechnet.

Es stimmen somit diese 3 Resultate ganz gut überein, so dass für die Berechnung der Durchschnittswerth $131^\circ\, 47{\cdot}4'$ oder $\sphericalangle\, {}^1/_2\, \alpha = 65^\circ\, 53'\, 42''$ benützt werden kann.

Der Winkel, welchen je 2 längste, in der Hauptaxe zusammenstossende Kanten *(A)* einschliessen, wurde aus 4 Messungen mit $\sphericalangle\, \beta = 159^\circ\, 39'$ und aus dem in gleicher Ebene, an der trigonalen Zwischenaxe liegenden mit $\sphericalangle\, \beta = 159^\circ\, 11{\cdot}4'$ berechnet, so dass für $\sphericalangle\, \beta = 159^\circ\, 25{\cdot}2'$ oder $\sphericalangle\, {}^1/_2\, \beta = 79^\circ\, 42'\, 36''$ in Rechnung gesetzt wird.

Die Ableitung der beiden nachfolgenden Formeln zur Bestimmung der Coëfficienten m und n ist so naheliegend, dass auf deren Wiedergabe verzichtet werden kann.

$$n = tg\, {}^1\!/_2\, \alpha \quad \text{und}$$

$$m = tg\, {}^1\!/_2\, \beta \, \frac{\sin {}^1\!/_2\, \alpha}{\sin (135 - {}^1\!/_2\, \alpha)}.$$

Hieraus ergibt sich für die beiden oben erwähnten Winkelwerte das Symbol $^{27}/_5$ O $^9/_4$ (5 . 27 . 12).

Das Zutreffende dieser Bestimmung kann aus den geringen Differenzen in nachstehender Zusammenstellung entnommen werden.

	Gemessener	Berechneter	Differenz
	Winkel		
$^1/_2\, \alpha$	65° 53′ 42″	66° 2′ 15″	8′ 33″
$^1/_2\, \beta$	79° 42′ 36″	80° 10′ 36″	28′ .0″

Die ungewöhnlichen Indices dieses neuen Hexakisoktaëders veranlassten mich, auch die Flächenwinkel zu messen, die ich unter Beibehaltung der üblichen Bezeichnung nach vielen Messungen, darunter die weitaus meisten befriedigend übereinstimmend und nur diese berücksichtigend, fand:

	Gemessener Winkel	Berechnete Coëfficienten		Abgeleitet aus
		m	n	
$^1/_2\, A$	79° 7′ 30″	5·48	2·07	A und B
$^1/_2\, B$	80° 40′ 12″	6 53	2·23	A und C
$^1/_2\, C$	69° 21′ 31″	5·58	2·24	B und C

Nur die aus den Winkeln B und C abgeleiteten Coëfficienten stimmen ziemlich mit den früher gefundenen Werten $m = {}^{27}/_5$ und $n = {}^9/_5$ überein, während bei den beiden anderen Coëfficientenpaaren stets nur einer der beiden Werte entspricht.[1])

[1]) Die Winkel A wurden neuerdings gemessen, welche Beobachtungsreihe die Richtigkeit des obengenannten Wertes bestätigte.

Sowohl wegen dieser Differenzen, als auch wegen der ungewöhnlich hohen Indices, ferner wegen des matten Glanzes dieser Hexakisoktaëderflächen, was gegenüber den am gleichen Krystalle auftretenden lebhaft glänzenden Flächen des Tetrakishexaëders umsomehr auffällt, halte ich das vorliegende Hexakisoktaëder, das sich der Form $^{27}/_5\, O\, ^9/_5$ (5 . 27 . 12)[1]) sehr nähert, für eine aus dem Pyramidenwürfel ∞03 (031) entstandene Corrosionsgestalt, hinweisend auf ähnliche Ergebnisse, welche die eingehenden Untersuchungen gewisser „interessanter" Quarzflächen lieferten. Aus den umfassenden Untersuchungen F. Becke's[2]) kann gefolgert werden, dass diese Corrosionen durch saure Lösungen bedingt wurden.

Eine Fläche des Pyramidenwürfels lässt den erwähnten Corrosionsvorgang dadurch erkennen, dass von ihr nur mehr die eine Hälfte (Fig. 12, Taf. XI) vorhanden und glänzend ist, während die andere, durch eine fein ausgezackte Linie abgegrenzte Hälfte bereits rauh und dem *m O n* entsprechend abgeschrägt ist, jedoch mit dem ∞ *O* 3 (031) noch dieselbe absolute Länge der Hauptaxe besitzt. Auf dieser Tetrakishexaëderfläche sieht man sehr scharf begrenzte, dreiseitige und gleichschenkelige Grübchen, deren längste Seite parallel der Würfelkante und deren gegenüberliegender Winkel nahezu 90° ist, so dass sie als Unvollkommenheit im Wachsthum und nicht als Aetzgrübchen aufzufassen sind.

Mit Rücksicht auf die bereits früher[3]) mitgetheilte Succession der mit dem Sarnthaler Flusspath vorkommenden Minerale können wir folgendes Bild über die in der Gangspalte circulirenden Lösungen entwerfen. Diese enthielten zuerst Silicate, aus welchen anfänglich CO_2 den Quarz (1) abschied; als jedoch diese Einwirkung aufhörte, kam es zur Bildung von Albit (2). Dann traten die Metalllösungen auf, aus welchen sich durch Schwefelwasserstoff oder, was wahrscheinlicher ist, durch Einwirkung von Kohlenwasserstoffen auf Sulfate die Zinkblende und der Bleiglanz (3) ausschieden. Nun fehlten die Silicatlösungen, und es herrschten die Bicarbonate, beziehungsweise freie CO_2, aus welchen Lösungsmitteln und Lösungen sich zuerst der Flusspath (4) und, als der CO_2-Gehalt abnahm, die Carbonate (Kalk-

---

[1]) **Werner** (Neues Jahrb. f. Min. 1881, I, pag. 19) gibt als eine fragliche Corrosionsfläche des Cumberlander (?) Fluorits 6 *O* 3 (621) an.

[2]) Tschermak's min. u. petrogr. Mitth. 1890, XI. Bd., pag. 349.

[3]) Tschermak's min. u. petrogr. Mitth. 1889, X. Bd., pag. 159.

und Zinkspath [5]) niederschlugen. Hiermit stimmt auch Becke's [1]) interessante und sehr beachtenswerte Beobachtung, nach welcher sich Fluoritkrystalle mit vorherrschenden Würfel- (und wir fügen ergänzend hinzu auch Tetrakishexaëder-) Flächen in Lösungen, in welchen freie CO_2- oder Bicarbonate vorherrschten, bildeten.

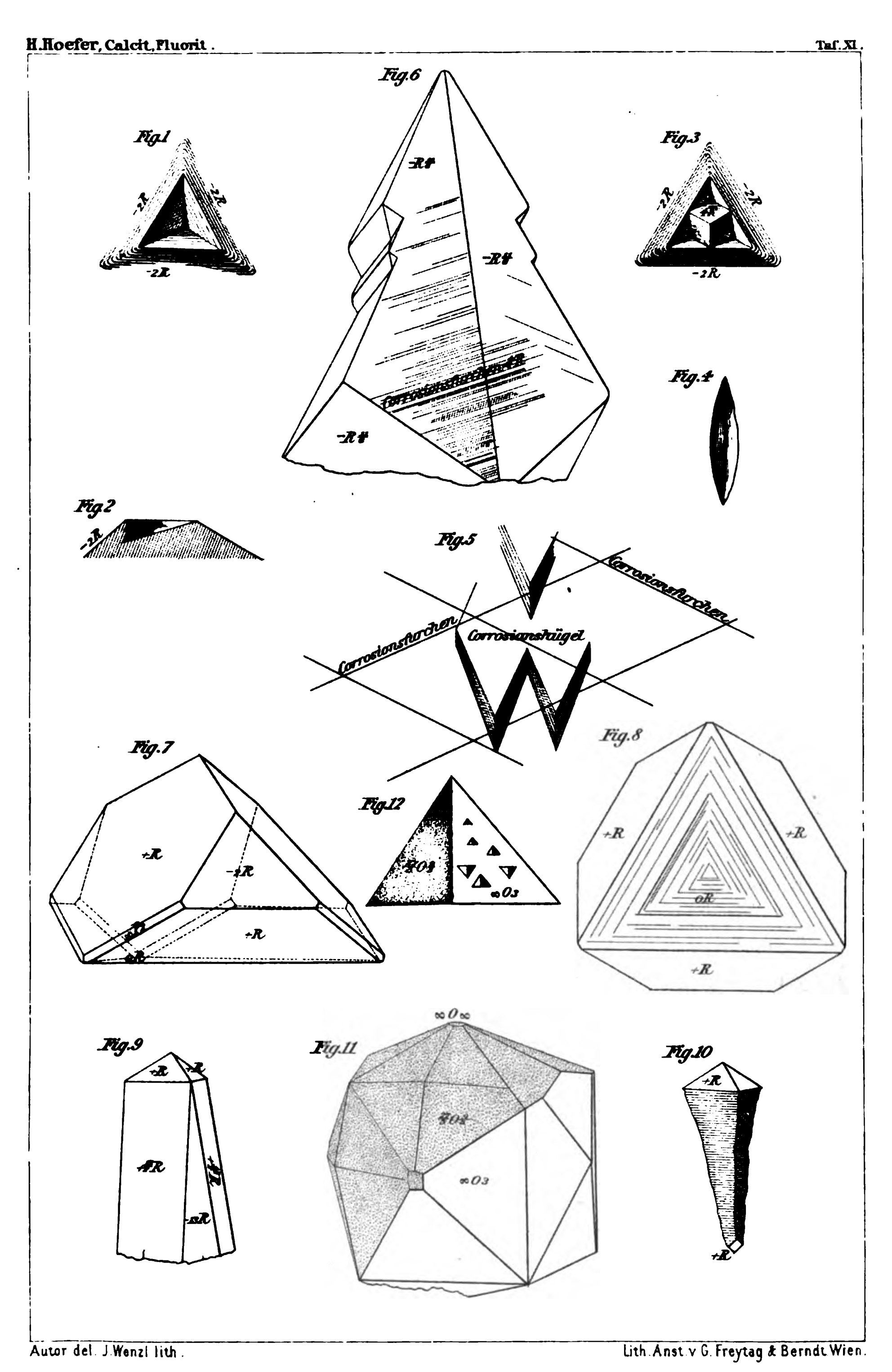
Nach Abschluss der primären Bildungen circulirten in der Gangspalte lufthaltige Wasser, welche die Sulfate zum Theil zerstörten, wie dies die zerfressenen Bleiglanzkrystalle beweisen. Die bei diesem Vorgange entstandene Schwefelsäure dürfte jene Aetzflüssigkeit gewesen sein, welche den Pyramidenwürfel zu einem Hexakisoktaëder corrodirte.

8. Der Ankerit vom steirischen Erzberge bei Eisenerz.

Die hübschen, glatten, fast farblosen oder einen Stich in's Braune zeigenden Ankeritrhomboëder vom Erzberge bei Eisenerz, die bis 3 Centimeter Kantenlänge erreichen, dürften sich in vielen Sammlungen vorfinden; weniger bekannt, obzwar schon von Mohs beobachtet, sind die schönen Zwillinge nach dem 1. Prisma. Neu ist es, dass diese Zwillingsbildung sich an jedem der 3 Flächenpaare des Rhomboëders einstellen kann, so dass Vierlinge nach dem 1. Prisma, wenn auch selten, vorkommen; Drillinge, nach demselben Gesetze gebildet, sind etwas häufiger. Bei den Zwillingen sind oft jene beiden Rhomboëderflächenpaare, welche in der Zwillingsebene ∞R (1010) zusammenstossen, auffallend nahe, so dass die beiden Rhomboëder einen dünnplattigen Habitus annehmen.

Ein grosses Ankeritrhomboëder, das ich für die mineralogischen Sammlungen der k. k. Bergakademie erwarb, ist in dunkelbraunen, innen zelligen Limonit umgewandelt. Das bei dieser Umwandlung entführte Calciumcarbonat siedelte sich an der Oberfläche dieser Pseudomorphose in kleinen, weissen Rhomboëdern an, welche partienweise mit dem ursprünglichen Ankeritrhomboëder parallele Axenstellung zeigen; andere Partien der Calcitrhomboëderchen sind regellos abgelagert.

[1]) l. c., pag. 199.



Autor del. J. Wenzl lith. Lith. Anst. v. G. Freytag & Berndt Wien.

Verlag von Alfred Hölder, k.u.k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

XXXIX. Eine neue Methode der optischen Untersuchung von Krystallplatten in parallelem Lichte.

Von E. v. Fedorow.

(Mit 2 Textfiguren.)

Ich habe eine neue Mikroskopvorrichtung construiren lassen, für welche mir am zweckmässigsten die Bezeichnung „Universaltischchen“ erscheint.

Dieselbe ist nach dem Vorbilde eines Theodolithen eingerichtet, und ist das gewöhnliche Tischchen zu ersetzen bestimmt.

Die Vorrichtung gibt ein Mittel zur Hand, eine unter dem Objective des Mikroskops befindliche Krystallplatte zwei neuen Bewegungen zu unterziehen, und zwar zwei Drehbewegungen um zwei Axen, von welchen die eine horizontal und unbeweglich ist, während die zweite sich selbst um die erste dreht, in einer zu ihr senkrechten Ebene.

Ich unterscheide dabei zwei verschiedene Typen dieser Instrumente, und zwar:

1. Bei denen des I. Typus sind, bei horizontaler Lage der Platte, die beiden Axen horizontal.

2. Bei denen des II. Typus ist, bei derselben Lage der Platte, die bewegliche Axe vertical.

Jeder dieser Typen hat seine besonderen Vortheile und Nachtheile. Bei gewöhnlichen Untersuchungen der Platte in der Luft ist der Apparat des II. Typus vorzuziehen. [1])

Jede Beobachtung gibt uns zwei Winkelgrössen (welche auf zweien Limben abgelesen werden), durch welche die räumliche Lage (Orientirung) der Platte vollständig bestimmt ist.

Die Resultate werden von mir graphisch dargestellt. Die Darstellung lässt sich sehr einfach und mit genügender Genauigkeit aus-

[1]) Mit dem Apparat des I. Typus ist noch eine besondere Vorrichtung verbunden zum Zwecke der Beobachtung der Platten in Flüssigkeiten.

führen mit Hilfe der in grösserer Anzahl reproducirten stereographischen Projectionen. Diese Projectionen sind mit denjenigen Netzen identisch, welche für das geographische Zeichnen der Erdhalbkugel dienen.

Ohne in die weiteren Details einzugehen, will ich mich für jetzt damit begnügen, die optischen Bestimmungen zu charakterisiren, welche sich mit den Apparaten leicht ausführen lassen.

Liegen zur Untersuchung einfache Krystallplatten (und nicht Zwillingsplatten) vor, so kann man folgende besondere Richtungen constatiren, respective verificiren.

1. Die optischen Axen. Diese Richtungen lassen sich, wie bekannt, dadurch constatiren, dass bei der Beobachtung im parallelen Lichte und bei gekreuzten Nicols die Platte dunkel verbleibt während der vollen Umdrehung. Schiebt man ein Gypsplättchen ein, so bleibt bei der Umdrehung die sensible Farbe ohne Aenderung (wenn man von der, gewöhnlich nicht zu grossen Dispersion der Axen, absieht).

2. Die Axen, respective die Symmetrieebenen des optischen Ellipsoides lassen sich dadurch constatiren, dass man in den optischen Vorgängen in den entsprechenden Schliffen eine gewisse Symmetrie beobachtet.

Stellt man die Platte in die Auslöschungslage und dreht man sie um die der Auslöschungsrichtung parallele Axe, so verbleibt die Platte vollständig dunkel. Wendet man dazu ein färbendes Plättchen an, so ist die Reihe der Interferenzfarben symmetrisch, wenn man die Platte in einer oder in der entgegengesetzten Richtung dreht.

Falls die gegebene Krystallplatte streng genug parallel einer Symmetrieebene des optischen Ellipsoides geschnitten ist, so kann man sagen, dass die Dunkelheit der Auslöschung fortbestehen bleibt bei beliebigen Drehungen um die beiden Axen des Apparates, wenn nur die Grössen der Drehungswinkel nicht zu gross sind.

3. Falls die Platte normal zu einer Symmetrieebene des optischen Ellipsoides, also in der Zone einer seiner Axen herausgeschnitten ist, so findet man leicht diese Axe, indem man das Präparat in Auslöschungslage stellt, und um die den beiden Auslöschungsrichtungen parallelen Axen sich drehen lässt. Die gesuchte Axe ist die Normale zu derjenigen Auslöschungsrichtung, welche symmetrische Vorgänge (also z. B. beständige Dunkelheit bei der Drehung) zeigt.

Noch mannigfaltiger gestalten sich die Beobachtungen an Zwillingsplatten. Ehe ich sie aber näher charakterisire, will ich einige Definitionen angeben.

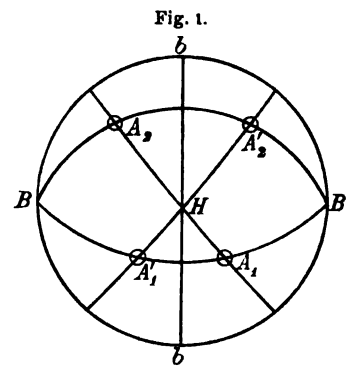


Fig. 1.

Es sei B (Fig. 1) der Pol der krystallographischen Zwillingsaxe; die zu ihr senkrechte Ebene $b\,b$ ist in optischer Hinsicht eine Symmetrieebene des Zwillings, d. h. die den beiden Individuen des Zwillings entsprechenden Richtungen liegen symmetrisch in Bezug auf diese Ebene.

Wenn also A_1 und A_2 zwei optische Axen eines Individuums sind, so sind die zu ihr symmetrischen Richtungen A_1' und A_2' die optischen Axen des zweiten Individuums.

Ziehen wir jetzt zwei Grosskreise durch die Punktpaare $A_1\,A_1'$ und $A_2\,A_2'$, so schneiden sich dieselben in dem der krystallographischen Zwillingsaxe entsprechenden Pole B.

Wenn wir eine Zwillingsplatte (sei sie auch schräg zu der Axe B angefertigt) unter dem Mikroskope so orientiren, dass die Richtung der Fortpflanzung der ebenen Wellen in der Krystallplatte mit der Axe B zusammenfällt, so werden die beiden Individuen des Zwillings scheinbar wie ein einziges aussehen; so löschen sie u. A. auch gleichzeitig aus.

Es gibt aber noch eine zweite Richtung, in welcher die beiden Individuen gleichzeitig auslöschen. Dies ist die dem Schnittpunkte der Grosskreise $A_1\,A_2'$ und $A_2\,A_1'$ entsprechende Richtung H.

Diese Richtung will ich H a u p t r i c h t u n g eines Z w i l l i n g s nennen. [1])

Es ist leicht einzusehen, dass die Aufsuchung dieser Richtung ein neues wichtiges Mittel gewährt zu verschiedenen Bestimmungen.

Ehe ich zu einem anderen Begriffe übergehe, erlaube ich mir ein bekanntes und sehr wichtiges Theorem von E u l e r in Erinnerung zu bringen, und zwar:

Es sei A (Fig. 2) der Pol einer Drehungsaxe und 2α die Grösse des Drehungswinkels, B der Pol einer anderen Axe mit dem

[1]) Fallen die Axen A_1 und A_1' zusammen, so gibt es eine ganze Zone der Hauptrichtungen, und zwar die Zone der Axen $A_2\,A_2'$. Diesen Fall haben wir bei Anorthit.

Drehungswinkel 2β. Nun resultiren die beiden Drehungen in eine einzige mit der Axe C und dem Drehungswinkel 2γ.

Fig. 2.

Die Lage des entsprechenden Poles C und die Grösse des zur resultirenden Drehung gehörenden Winkels (genauer dessen Hälfte) sind aus der beigegebenen Fig. 2 unmittelbar einzusehen.

In dem besonderen Falle, wenn die den Axen A und B entsprechenden Drehungswinkel die Grössen 180° haben, also $\alpha = \beta = 90°$, finden wir, dass die Axe C eine zu der Ebene der Axen A und B senkrechte Richtung ist, und der ihr entsprechende Drehungswinkel ist der Doppelte des Bogens $A\,B$.

Nun sei B die krystallographische Zwillingsaxe und A eine der Axen des optischen Ellipsoides. Die beiden Richtungen lassen sich aber als die Drehungsaxen mit dem Drehungswinkel 180° auffassen. Es gibt also eine resultirende, zu der Ebene $A\,B$ senkrechte Axe C mit dem charakteristischen Drehungswinkel $A\,B$.

Diese resultirenden Axen will ich optische Zwillingsaxen nennen.

Wenn man durch die Beobachtung diesen Winkel $2AB$ bestimmt — also den Winkel, um welchen man ein Individuum des Zwillings drehen muss, um es in optischer Hinsicht mit dem anderen zur Deckung zu bringen —, so können wir schliessen, dass die Hälfte dieses Winkels gleich ist dem Winkel der krystallographischen Zwillingsaxe mit einer der Axen des optischen Ellipsoides.

Falls eine der Axen des optischen Ellipsoides mit der Symmetrieebene des Zwillings (also mit der zur Zwillingsaxe normalen Ebene) zusammenfällt, so ist der zu der entsprechenden optischen Zwillingsaxe gehörige Drehungswinkel 180°, und kann also mit der Hauptrichtung verwechselt werden.

Dieser Fall kommt einerseits in der Reihe Albit-Andesin (für die der Axe n_p [1]) normale optische Zwillingsaxe) vor und man kann ihn sogar für diese Reihe als sehr charakteristisch ansehen. Andererseits findet sich aber (für die der Axe n_m [2]) normale optische Zwillings-

[1]) Axe grösster Elasticität $\mathfrak{a}$.

[2]) Axe mittlerer Elasticität $\mathfrak{b}$.

axe) dieser Fall auch bei einem dem Oligoklas sehr nahe stehenden Gliede der Plagioklasreihe.

Es kommt manchmal vor, dass eine optische Axe eines Individuums des Zwillings einen sehr kleinen Winkel mit einer optischen Axe des anderen einschliesst. Dann ist die Bestimmung dieses Winkels mit Hilfe des Universaltischchens sehr leicht durchzuführen.

Es sind dabei zwei Fälle zu unterscheiden: *a)* der gesuchte Winkel ist der zwischen entsprechenden optischen Axen der beiden Individuen, oder *b)* ist er der Winkel der verschiedenartigen optischen Axen.

Der erste Fall kommt z. B. bei den dem Anorthit nächsten Gliedern der Plagioklasreihe; der zweite bei den dem Oligoklase nahestehenden vor.

Ebenso leicht lässt sich in anderen Fällen der Winkel zwischen Hauptrichtung und einer optischen Axe bestimmen (Beispiel Anorthit-Bytownit).

Indem ich jetzt mit dieser kurzen Beschreibung der neuen Methode mich begnügen will, behalte ich mir vor, später in einer umfangreichen Abhandlung die Sache umständlich darzulegen.



XL. Das Gestein der 1891 bei Pantelleria entstandenen Vulcaninsel und seine Beziehungen zu den jüngsten Eruptivgesteinen der Nachbarschaft.

Von **H. Foerstner,** zur Zeit in Venedig.

Die Insel Pantelleria wurde bekanntlich am 14. October v. J. und in der folgenden Woche wiederholt von heftigen Erdstössen erschüttert. Nach Berichten des römischen Centralbureaus für Meteorologie und nach anderen Mittheilungen in den Tagesblättern beobachtete man am 17. October auf der Insel eine in 3 Kilometer weiter Entfernung im Westen stattfindende Erhebung des Meeres und das Aufsteigen einer mächtigen Rauchsäule an jener Stelle: noch an demselben Tage sah man, dass sich ebendaselbst ein von Süden nach Norden gerichteter Landstreifen gebildet hatte, beziehungsweise eine kleine vulcanische Insel, auf welcher Rauch und Steinblöcke von einem Eruptionscentrum ausgebrochen wurden, welches in den ersten Tagen, gleichzeitig mit einer Verlängerung des Landstreifens nach Norden, allmählich vorrückte. Am 18. October, demjenigen Tage, an welchem die vulcanische Thätigkeit ihren Höhepunkt erreicht zu haben scheint, wurde constatirt, dass die neue Insel, welche aus Blöcken und kleineren Auswürflingen einer schwarzen Lava bestand, eine Länge von circa 1 Kilometer habe, 200 Meter breit und 10 Meter hoch sei; einige Tage später wurde festgestellt, dass in einer Tiefe von 326 Meter bei der Insel noch kein Grund vorhanden sei. Es kann hier nicht der Ort sein, nach Beschreibung von Augenzeugen die merkwürdigen vulcanischen Vorgänge, welche bei Pantelleria statthatten, weiter zu verfolgen; es scheint, dass dieselben erst im December 1891 mit der Neubildung einer zweiten Vulcaninsel von 500 Meter Durchmesser, im Süden von Pantelleria, ihren Abschluss gefunden haben. Hier sei nur daran erinnert, dass die ganze Bildungsweise dieses neuen Vulcans, soweit man bis jetzt erfahren konnte, viele Aehnlichkeit mit der Entstehungsgeschichte der im Jahre 1831 in einem benach-

barten Meerestheile aufgetauchten und bald nachher wieder verschwundenen Insel Ferdinandea hat, deren Gestein vom Verfasser ebenfalls in dieser Zeitschrift [1]) beschrieben wurde. Um einen chemischen und petrographischen Vergleich mit dem letzteren und mit den Basaltgesteinen Pantellerias anstellen zu können, suchte sich der Verfasser dieses eine Probe des jüngsten Eruptionsproductes zu verschaffen, und er erhielt eine solche durch gütige Vermittlung des Herrn C. W. de Boor in Palermo, welchem er für seine Freundlichkeit zu grossem Danke verbunden ist.

Das von Herrn de Boor übersandte Handstück, welches nach einer brieflichen Mittheilung den anstehenden Lapillimassen der neu entstandenen Insel entnommen wurde, wog circa 90 Gramm und ist ein längliches Formatstück von 7·5 Centimeter Länge, 5 Centimeter Breite und 2—3 Centimeter Höhe. Es erinnert in Farbe und Structurbeschaffenheit an gewisse Arten von Coaks und an manche blasige Hochofenschlacken; das Gestein hat nämlich halbmetallischen Glasglanz und schwarze Farbe, während es seiner Structur nach ein Bimstein von rundblasiger bis schaumiger Ausbildungsweise ist. Man kann an dem Stücke in structureller Hinsicht drei verschiedene Lagen unterscheiden: die beiden äusseren sind ungleichförmig kleinblasig, mit einzelnen Blasen bis zu 4 Millimeter Durchmesser und zeigen ganz besonders starken halbmetallischen Glasglanz; die innere Schicht hingegen ist gleichmässig feinblasig, von grauer Farbe und hat mehr glasigen Glanz. Auf der einen Seite beobachtet man ausserdem einen schaumig struirten kugelförmigen Ansatz, welcher sich schon bei scharfer Beobachtung mit blossem Auge stellenweise mit brauner Farbe durchschimmernd erweist, was unschwer auf seine glasige Natur schliessen liess. Das Gestein ist von spröder Beschaffenheit. Seine Blasenräume sind von glatten Wänden begrenzt, an denen man makroskopisch kein krystallinisches Gefüge wahrnehmen kann.

Eine chemische Untersuchung ergab zunächst, dass die Poren des Gesteins noch circa 25 Procent Seesalz enthielten, was sich leicht aus der Entstehungsweise des ersteren erklären lässt. Das Gesteinspulver wird schon von kalter Salzsäure stark angegriffen und verliert nach circa vierundzwanzigstündiger Behandlung mit

[1]) 1883, Bd. V, pag. 388—396.

derselben 34 Procent seiner Bestandtheile; von heisser Salzsäure wurde es natürlich noch viel schneller und kräftiger angegriffen.

Das von den anhaftenden Seesalzen befreite Gestein hat folgende Zusammensetzung:

Kieselsäure	44·64
Titansäure	5·86
Thonerde	12·74
Eisenoxyd	4·21
Eisenoxydul	11·17
Manganoxydul	0·20
Kalk	10·12
Magnesia	5·82
Kali	1·41
Natron	4·31
Wasser	0·51
	100·99.

In der obigen Analyse ist der grosse Gehalt an Titansäure gegenüber dem verhältnismässig geringen Kieselsäuregehalte auffallend. Wenngleich bei den Analysen der Basalte von Ferdinandea und von Pantelleria auf Titansäure nicht geprüft wurde, in denselben mithin der Kieselsäuregehalt auf Kosten der letzteren eventuell etwas zu hoch befunden wurde, so ist doch wegen des Verhaltens der Titan- und der Kieselsäure bei einer Silicatanalyse ohne Weiteres klar, dass der Gehalt dieser Gesteine an Kieselsäure immerhin noch annähernd 4 Procent grösser als im Vorliegenden ist und ferner, dass sich das neue Eruptionsproduct überhaupt durch einen enormen Gehalt an Titansäure anderen Gesteinen gegenüber auszeichnet. Zum Vergleiche mögen hier einige entsprechende Daten von mehr oder minder titansäurereichen Gesteinen aus Roth's Tabellen angeführt werden, deren Mehrzahl Verfasser einer gefälligen Zusammenstellung und Uebermittelung von Seiten des Herrn Bergrath Stelzner verdankt.

Gestein	Fundort	Titansäuregehalt in Procenten	Analytiker
Plagioklasbasalt	Vulcanische Insel (October 1891) bei Pantelleria	5·86	Foerstner
Plagioklasbasalt	Schiffenberg	4·75	Winter u. Will
Diorit . . .	New-Hampshire	4·15	Hawes
Diabas . . .	"	3·95	"
Diorit . . .	Eisenbühl bei Naila, Fichtelgebirge	3·07	Gümbel
Lava . . .	Mauna-Loa, Hawaii	2·73	Cohen-Wagner
Nephelinbasalt	Klausen bei Arzberg, Fichtelgebirge	2·62	Gümbel-Loretz
Asche . . .	Reggio, 29. Mai 1879	2·46	Gümbel-Schwager
Diabas . . .	Breitfirst, Hessen	2·08	Knapp
Nephelinbasalt	Rossberg bei Darmstadt	1·80	Petersen

Die mikroskopische Untersuchung von vier Dünnschliffen des neuen Gesteines ergab Folgendes: Selbst äusserst dünne Schliffe werden nicht an allen Stellen durchsichtig, lassen aber die vorwiegend glasige Beschaffenheit des Materiales sofort erkennen. Die dünnen Wände der runden Blasenräume und der zahlreichen Poren bestehen zum grossen, beziehungsweise zum grössten Theile aus tief dunkelbraunem Glase, welches mit völlig opaken Stellen abwechselt, die durch dichte Anhäufungen von sehr stark pigmentirten Mikrolithmassen gebildet werden. Aus dieser dunkelfarbigen Basis treten die mikroskopischen Einsprenglinge nicht immer scharf hervor, da sie nicht selten ihrer geringen Grösse wegen noch mit feinen Lagen des braunen Glases bedeckt sind.

Der Plagioklas herrscht unter den Einsprenglingen vor. Er tritt in relativ grösseren Individuen von rectangulär leistenförmiger Gestalt auf, welche im polarisirten Lichte stets vollkommene Zwillingsstreifung und eine Auslöschungsschiefe bis zu 43° erkennen lassen; an einigen beobachtet man sehr regelmässige Durchkreuzungszwillinge. Der Feldspath schliesst hier und da ebenfalls leistenförmige, parallel zum Wirthe orientirte Glasfetzen ein, in welchen Gasporen eingelagert sind; grössere Individuen enthalten ausserdem auch stabförmige Mikrolithe. Ein Feldspath ist ferner in Gestalt einzelner oder zu Gruppen verwachsener grosser Mikrolithe in der Grund-

masse verbreitet. Dieselben lassen bei geeigneter Beleuchtung tafelförmige und prismatische Gestaltung mit den Formen *M* (010), *T*(110), *l*(1$\bar{1}$0), *P*(001) und *y*($\bar{2}$01) erkennen; die letzteren konnten zum Theil durch Winkelmessungen bestätigt werden. Diese Kryställchen sind mitunter zu zierlichen, sternförmigen Gruppen vereinigt, und an einer solchen liessen sich Zwillingsverwachsungen, beziehungsweise eine solche der Individuen in Juxtaposition nach dem Karlsbader Gesetze und ein Durchkreuzungszwilling nach dem Bavenoer Gesetze, recht wohl beobachten. Die Gesteinsanalyse und das optische Verhalten berechtigen, wenigstens den grössten Theil der Einsprenglinge von Plagioklas als Anorthit zu bestimmen.

Der Augit kommt nur in Gestalt grösserer, nicht allzu häufiger Einsprenglinge vor, deren Durchschnitte gewöhnlich rectanguläre, seltener polygonale Begrenzung zeigen; mikroskopisch findet er sich in diesem Gesteine nicht. Er hat eine olivengrüne Farbe, und tritt deshalb aus der dunklen Glasmasse wenig markant hervor. Die Krystalle zeigen immer deutliche, aber unregelmässige Spaltungsrisse. Pleochroismus konnte man an diesem Augit nicht nachweisen; seine Auslöschungsschiefe beträgt 36—40°. Hin und wieder begegnet man in den Schliffen schönen, prismatisch geformten Durchkreuzungszwillingen dieses Minerales. Als Einschluss findet sich in demselben selten und spärlich schwarzes Eisenerz.

Der Olivin kommt sowohl in grösseren leistenförmigen als auch in etwas kleineren, rhombischen oder sechsseitigen Individuen vor. Als Einschluss führt er mitunter Fetzen von dunkelbrauner Glasmasse.

Wie bei einem so eisenreichen Gesteine a priori zu erwarten ist, spielen die Eisenerze in demselben, sowohl in Gestalt von Einsprenglingen, wie auch als Mikrolithe derselben eine wesentliche Rolle. Wenn auch grosse, rectanguläre Durchschnitte von einzelnen Individuen und Gruppen solcher vorherrschen, so begegnet man doch auch häufig polygonal gestalteten Krystallumrissen. Bemerkenswert ist die ungleichmässige Vertheilung der grösseren Individuen von Eisenerz gegenüber den anderen Einsprenglingen. Im Hinblick auf den grossen Titangehalt des Gesteines muss man annehmen, dass sich neben Magnetit auch sehr viel Ilmenit unter diesen Einsprenglingen befinde. Wenn man erwägt, dass in den Schliffen polygonale Gestalten unter den Mikrolithen von Eisenerz häufig sind, unter den

grösseren Individuen derselben hingegen selten angetroffen werden, so wird man zu der Vermuthung geneigt, dass der Ilmenit hauptsächlich ein Product der Effusionsperiode des Magma gewesen sei; dass andererseits der Magnetit auch in diesem Gesteine schon der ältesten Generation der intratellurischen Periode angehört, kann man daraus ersehen, dass er sich in allen jüngeren Gliedern derselben als Einschluss findet.

An der Grundmasse lassen sich, wie an den meisten Vitrophyren, zwei extreme Typen unterscheiden, der vorwiegend glasige und derjenige, in welchem das Glas nur eine Zwischenklemmungsmasse den zahlreichen Mikrolithen gegenüber darstellt; dieser letztere Typus ist in unserem Handstücke der vorherrschende. Es ist möglich, dass derselbe, wie man Aehnliches an anderen verwandten Vorkommen beobachtet, hier das vermittelnde Glied zu anderen hypo- bis holokrystallinisch porphyrischen Abarten darstellt, welche unter den weniger porösen Auswürflingen dieses Vorkommens zu suchen wären.

Auch in der glasreichen Varietät des vorliegenden Probestückes beobachtet man eine ungleiche Vertheilung des Eisengehaltes, beziehungsweise einen schlierenartigen Wechsel zwischen Con- und Decentration desselben im Schliffe. In dieser Hinsicht schliesst sich das Basaltglas den classischen Vorkommen von Bobenhausen u. a. an, denen es auch sonst hinsichtlich seines chemischen Verhaltens als Tachylyt nahe steht; deutlicher kommt diese Verwandtschaft indessen noch durch die Mikrostructur des anderen Typus zur Geltung. Ausser den bereits erwähnten grösseren Feldspathmikrolithen kommen in der vorliegenden Basis noch einige unbestimmbare Arten von Mikrolithen vor: stabförmige, stumpfendige Formen von solchen finden sich in grosser Anzahl; viel seltener sind leistenförmige, aber an den Enden gegabelte Mikrolithe. Ganz besonders bezeichnend für diese glasreiche Varietät ist das häufige Auftreten jener rhombischen Täfelchen, welche schon von A. Penck, A. Wichmann und E. Cohen (vgl. d. Zeitschr., Bd. V, pag. 391, unten) als charakteristisch für solche Gläser beschrieben wurden. Es muss dahingestellt bleiben, ob diese anisotropen, optisch orientirten, tafelförmigen Körper, an denen man einen Winkel von 130° constatiren konnte, mit Olivin identisch sind. Die Eisenerze sind als Mikrolithe sowohl in quadratischen als in hexagonalen Umrissen vertreten.

Sehr bemerkenswert ist das Vorkommen zierlicher, mit dunkelbrauner Farbe durchsichtiger, ganz an Glimmer crinnernder Täfelchen. Diese lassen sich indessen, sowohl wegen des Ueberganges nach oben in die grossen opaken Exemplare der Eisenerze, als nach unten in die merkwürdigen sternförmigen Mikrolithe des zweiten Glastypus, nicht wohl als Glimmer classificiren. Ich bin vielmehr, in Hinsicht auf das Analysenresultat nach dem Vorgange Bäckström's bei Beurtheilung ähnlicher, von ihm auch in sauren Gläsern beobachteten Körper [1], der Ansicht, dass solche Mikrolithe dem Ilmenit angehören. Endlich treten als Einschlüsse noch kleine, kugelförmige, glasige Körper auf, deren Durchschnitte von blassgelblicher Farbe so stark von winzigen, runden Gasporen angefüllt sind, dass sie wie Siebe aussehen.

Ungleich interessanter ist die Basis des glasarmen Basalttypus beschaffen. Dieselbe stellt sich beim ersten Anblicke als eine dichte Verfilzung von einzelnen Individuen verschiedener Arten und von anders gestalteten, zu regelmässigen Gruppen angehäuften Mikrolithen dar, deren Entwirrung wegen der dunklen Farbe fast aller ihrer Bestandtheile am besten bei künstlicher Beleuchtung gelang. Auch hier ist die unregelmässige Vertheilung der eisenhaltigen Bestandtheile bemerkenswert; ganz wie bei den bekannten Basaltgläsern findet man die dichten, krystallinischen Ausscheidungen, entweder von helleren Höfen oder von dunkleren Glaspartien umgeben. [2] Unter den Mikrolithen herrschen eisenreiche entschieden vor. Als eisenärmste sind jene bereits erwähnten gabelförmigen Mikrolithe wieder anzuführen, welche hier noch häufiger als im ersten Typus auftreten; die Gestalt der vorliegenden ist jedoch etwas plumper, und die lappenförmigen, stumpfen Gabelenden sind häufig nach aussen, ähnlich wie die Haken an einem x gebogen. Neben diesen gabelförmig gestalteten, fanden sich kurzstabförmige, glatte und etwas seltener lang spiessförmige Mikrolithe von splitterigem Aussehen der Oberfläche. Auch in dieser Abart der Basis finden sich die erwähnten rhombischen Täfelchen, jedoch in einer viel geringeren Menge als in der glasreichen wieder vor. Gehen wir zu den eisenreichen Bestandtheilen über, so fällt zunächst das massenhafte Auftreten von ihrer Form nach mehr oder minder an organische Gebilde

---

[1]) Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., Bd. XIII, pag. 66 f.

[2]) Vergl. H. Rosenbusch, Mikr. Physiogr. d. Massengesteine. 2. Aufl. 1887, pag. 741.

erinnernden Krystallisationen von Mikrolithen auf, welche diesem Glase geradezu ein charakteristisches Gepräge verleihen. Es sind Mikrolithgruppen, deren Gestalten zum Theile mit Cycas-, Palmwedeln oder Federn Aehnlichkeit haben, wie solche auch in den bekannten Pechsteinen, sowie in dem erwähnten Basaltglase von Bobenhausen, besonders schön aber in manchen Schlacken beobachtet werden. In dem vorliegenden Gesteine bilden sie aber geradezu die vorherrschende Mikrolithengestaltung, so dass besonders ihren Anhäufungen die Undurchsichtigkeit so vieler Stellen selbst in äusserst dünnen Schliffen zugeschrieben werden muss. Uebrigens zeigen diese federähnlichen Gebilde manche Verschiedenheiten, sowohl was Färbung und Anordnung der einzelnen Theile, als was die Gestalt der ganzen Gruppen betrifft. Ihre Farbe schwankt zwischen olivengrün bis dunkelbraunschwarz; einige der in Rede stehenden Körper scheinen sogar ein opakes Kerngerüst in der dunkelfarbigen Umhüllung einzuschliessen. Diese zierlichen Krystallisationen erscheinen zwar federähnlich wegen der nach Art von Federästen parallel aneinandergereihten, fransenförmigen Mikrolithe; allein es fehlt den Aesten ein materieller Schaft, obgleich sie genau in der Richtung eines solchen beiderseitig angeordnet sind. Die Neigung der Aeste zur Schaftlinie schwankt unter Winkeln zwischen 40 und 90°, und es scheint, dass die Durchsichtigkeit ihrer Substanz mit dem Zunehmen jener Winkel abnehme. Thatsächlich erinnern daher auch die hellfarbigen mit spitzerem Neigungswinkel am meisten an organische Gestalten, beziehungsweise je nach ihrer Kurz- oder Langschaftigkeit an Cycaswedel, Cypressen oder dergleichen vegetabilische Formen. An solchen beobachtet man nicht selten noch ein zweites, mit dem ersten unter einem Winkel von 32° dichotomirendes System fransenförmiger, gewöhnlich etwas kürzerer Mikrolithe, welche nach Art der Strahlen an den Aesten der Federfahne, an den Fransen des ersten Systemes befestigt sind. Die dunkelfarbigen, zum Theil opaken Gebilde dieser Art, deren Aeste entweder unter annähernd 90° die Mittellinie schneiden, oder in welchen sich zwei Systeme unter einem rechten Winkel kreuzen, erinnern hingegen nicht mehr an organische Gestalten, sondern machen ganz den Eindruck von Krystallgruppen in gestrickter Form. Man möchte geneigt sein, solche wenigstens der Mehrzahl nach für regulär krystallisirendes Eisenerz zu halten, wenn man nicht an denselben alle die allmählichen Uebergänge zu

den beschriebenen Bildungen, beziehungsweise von opaker Beschaffenheit bis zu völliger Durchsichtigkeit der Substanz, gleichzeitig mit den angegebenen Richtungsverschiedenheiten der Elementarbestandtheile verfolgen könnte. Mit einiger Wahrscheinlichkeit darf man hingegen das Vorhandensein eines Skelettes von Magnetit oder Ilmenit in den opaken Gruppen vermuthen, weil man in den fransenförmigen Anhängen der helleren wenigstens beinahe regelmässig Schnüre von winzigen Körnchen schwarzen Erzes parallel eingelagert findet. Die federähnlichen Mikrolithgruppen sind mitunter strahlenförmig um grössere Krystalle herum angelagert.

Die Erze kommen in Gestalt der soeben erwähnten winzigen Körnchen, unter der Masse der anderen Mikrolithe meistens zu Gruppen und Schwärmen vereinigt, überall zerstreut vor; sehr häufig sind solche Anordnungen derselben zu Schnüren, welche nicht selten auch in den stabförmigen Mikrolithen wie Bohnen in einer Schote eingelagert sind. Andere sind abgesondert für sich im Glase auf wellenförmigen Linien angeordnet, oder sie bilden geschlossene Ringe, Ganz besonders aber verdienen jene theils opaken, theils dunkelbraun durchscheinenden hexagonalen Mikrolithe erwähnt zu werden, welche stets einzeln, jedoch gar nicht selten angetroffen werden und von denen schon weiter oben die Rede war. Während aber diese höchst wahrscheinlich mit Ilmenit identischen Mikrolithe in dem glasigen Typus immer regelmässige Hexagone bilden, sind solche hier seltener vorhanden; vielmehr beobachtet man alle Uebergänge von solchen in zierliche sechsstrahlige Sterne, beziehungsweise Hexagone oder Kreise mit sechs radiären, zapfenartigen Ansätzen. An letzteren sieht man in seltenen Fällen noch gleich lange, leicht gekrümmte Fahnen der beschriebenen federförmigen Gebilde befestigt; dergleichen äusserst zierliche Gruppen erinnern etwas an die Gestalt ungestielter Haarsterne.

Endlich finden sich in diesem Gewirre von Mikrolithen noch Körper von offenbar glasiger Beschaffenheit. Solche unregelmässige, grössere und kleinere Fetzen oder Körnchen, welche durch ihre meistens dunkelrothbraune Farbe sehr wohl von der Hauptmasse der Basis unterschieden sind, bilden entweder kranzförmige Figuren, oder sie sind zu dichtem Haufwerke vereinigt.

Wir haben in dem soeben beschriebenen Gesteine also wieder ein neues Vorkommen von tachylytähnlichem Basaltglase kennen gelernt,

wie solche von benachbarten Localitäten schon früher beschrieben worden sind. Diese letzteren, welche hier zum Vergleiche dienen mögen, sind: Die Plagioklasbasalte der Insel Pantelleria zum Theil und das bereits erwähnte bimsteinähnliche Gestein von Ferdinandea. Wenn wir von der holokrystallin-porphyrischen Varietät der ersteren, beziehungsweise von dem in Strömen gleichmässig verbreiteten Basalte absehen und nur den untergeordnet in den Kraterwänden als Lapilli auf Pantelleria vorkommenden bimsteinartigen Vitrophyr[1]) desselben in Betracht ziehen, so lässt sich die grosse Aehnlichkeit, welche unter den genannten Gesteinen besteht, nicht verkennen. In allen diesen blasig und porös struirten Lapilli haben wir es mit echten basaltischen Gläsern zu thun, in denen, abgesehen von der ähnlichen chemischen Zusammensetzung, die charakteristischen Merkmale, als die eigenthümlichen gabelförmigen und rhombischen Mikrolithe, niemals fehlen. Abgesehen von der etwas minder deutlichen Ausbildung seiner mikroskopischen Einsprenglinge, zeigt andererseits das jüngste Gestein gerade unter seinen der Effusionsperiode angehörigen Bestandtheilen insoferne eine nicht unwesentliche Abweichung von den übrigen Gliedern dieser Basaltgläser, als nur dieses sich durch das Vorkommen der in so grosser Mannigfaltigkeit auftretenden gestrickten Formen unter den Mikrolithen, sowie durch die Menge solcher von erzartiger Beschaffenheit auszeichnet; zu diesen Erscheinungen dürfte der chemische Unterschied des Gesteines, welcher sich in seinem grossen Gehalte an Titan und Eisen ausdrückt, in engstem Zusammenhange stehen. Freilich dürften auch die Basalte von Pantelleria etwas Titansäure enthalten; wenigstens fanden sich in den Blasenräumen des ältesten Basaltes, beziehungsweise desjenigen vom Monte S. Elmo, Regione S. Marco, nicht selten circa 1 Millimeter grosse, ganz an Brookit erinnernde Krystalle, welche nur aus Titansäure bestehen. Allein das Verhalten jener Gesteine bei der Analyse berechtigt immerhin zu dem Schlusse, dass ein auch nur annähernd so grosser Titangehalt, als der im vorliegenden Basaltglase es ist, bei jenen nicht erwartet werden kann.

In der Abhandlung über Ferdinandea wurde schon die Aehnlichkeit, welche die chemische Zusammensetzung dieser Basaltgesteine mit derjenigen der Aetnalaven zeigt, hervorgehoben. Es mögen daher

---

[1]) D. Zeitschr. 1883, Bd. V, pag. 395.

auch an dieser Stelle wieder die Analysen aller dieser geologisch und petrographisch verwandten Vorkommen zu einem Vergleiche zusammengestellt werden:

	1	2	3	4	5
Kieselsäure	49·87	49·35	49·24	49·95	44·64
Titansäure					5·86
Thonerde	14·80	15·71	19·06	18·75	12·74
Eisenoxyd	8·25	7·44	1·77	Spur	4·21
Eisenoxydul	6·88	6·96	10·33	11·21	11·17
Manganoxydul . . .	—	—	—	0·49	0·20
Kalk	9·36	9·80	8·75	11·10	10·12
Magnesia	6·77	5·71	5·00	4·05	5·82
Kali	0·68	1·31	1·19	0·70	1·41
Natron	2·81	2·96	3·89	3·71	4·31
Wasser	0·45	0·49	0·63	0·70	0·51
	99·87	99·73	99·86	100·66	100·99

1. Plagioklasbasalt von S. Marco auf Pantelleria.
2. Plagioklasbasalt von den Cuddie Monti auf Pantelleria.
3. Plagioklasbasalt von der Insel Ferdinandea (1831).
4. Plagioklasbasalt vom Aetna. Eruption vom Jahre 1865.
5. Plagioklasbasalt der vulcanischen Insel (1891) bei Pantelleria.

Die vierte Analyse ist von Herrn Or. Silvestri, die übrigen sind von mir ausgeführt worden.

Es kann nicht unbemerkt bleiben, dass die Summe von Kiesel- und Titansäure des neuen Gesteines mit derjenigen der Kieselsäure der übrigen Glieder ziemlich genau übereinstimmt. Der grössere Eisengehalt macht sich, abgesehen von der erwähnten grösseren Menge von Eisenerzausscheidungen, vor allem auch in der dunkleren Farbe dieses Glases demjenigen von Ferdinandea gegenüber geltend; der Eisengehalt stimmt hingegen mit dem der Basalte von Pantelleria ziemlich überein. Es ist jedoch daran zu erinnern, dass der Eisenoxydulgehalt vielleicht auf Kosten des Eisenoxyds etwas zu hoch gefunden worden ist; denn wenn sich das Titan als $Ti_2 O_3$, beziehungsweise als Bestandtheil des Ilmenit im Gesteine befand, so musste bei der Auflösung des letzteren unter Luftabschluss ein äquivalenter Theil des mit $Ti_2 O_3$ zu isomorpher Mischung verbundenen $Fe_2 O_3$ zu FeO reducirt werden, weil $Fe_2 O_3 + Ti_2 O_3$ in der Lösung $2 FeO + 2 TiO_2$ geben. Im übrigen lässt ein Vergleich zwischen den

Analysen trotz der soeben beschriebenen Abweichungen die Zugehörigkeit des neuen Gesteins zu diesen Basalten immer noch recht wohl erkennen.

Topographisch und geologisch schliesst sich dieses Basaltglas demnach unmittelbar an die Basaltvorkommen im Nordwesten der Insel Pantelleria an; ein submariner Zusammenhang zwischen diesen Basaltablagerungen ist sogar recht wahrscheinlich. Jedenfalls haben die vulcanischen Ereignisse, deren Schauplatz diese Meeresuntiefen im Laufe des Jahrhunderts gewesen sind, sowie die geologischen Verhältnisse Pantellerias bewiesen, dass das zwischen Sicilien und Tunis gelegene Senkungsgebiet, in dessen Mitte sich ungefähr die erstgenannte Insel befindet, seit seiner Entstehung, beziehungsweise etwa seit dem Ende der Tertiärformation bis auf unsere Zeit, ein Herd vulcanischer Thätigkeit gewesen ist, und dass im Verlaufe derselben basaltische Ablagerungen entstanden, deren petrographischer Charakter von Anfang an bis jetzt so ziemlich derselbe geblieben ist. Die neuerlichen Eruptionen[1]) haben aber ferner bewiesen, dass nicht nur im Norden, sondern auch im Südwesten vom Aetna, beziehungsweise nicht nur auf den liparischen Inseln, sondern auch in der Meerenge zwischen Sicilien und Afrika die Entstehung von Basalten, welche in chemischer Beziehung den Eruptionsproducten des grossen sicilianischen Centralvulcans sehr ähnlich sind, noch in gegenwärtiger Zeit stattfindet.

Schliesslich möchte der Verfasser Herrn Oberbergrath Prof. Dr. Cl. Winkler, welcher ihm gütigst die Ausführung der Analyse des neuen Gesteins im Laboratorium der kgl. Bergakademie zu Freiberg gestattete, sowie Herrn Dr. P. Mann daselbst und Herrn Dr. F. Grünling in München seinen verbindlichsten Dank für ihre gefällige Unterstützung aussprechen.

[1]) Auch im Juli 1881 soll in den Gewässern von Pantelleria eine kleine, neu entstandene Vulcaninsel vom Capitän Swinburne des englischen Schiffes „Rapid“ beobachtet worden sein; dieselbe ist wenige Monate nach ihrer Entstehung wieder verschwunden.

XLI. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

Becke F.: Bemerkungen zu Herrn Fock's Aufsatz: Beiträge zur Kenntnis der Beziehungen zwischen Krystallform und chemischer Zusammensetzung. — Zeitschr. f. Kryst. XX, 3, 1892.

Behrens M. H.: Observations sur la formation de cristaux mixtes. — Rec. d. Trav. Chim. d. Pays-Bas. Tome X, Nr. 2, 1891.

Derselbe: Sur la structure microscopique et sur la trempe de l'acier et de la fonte. — Rec. d. Trav. Chim. d. Pays-Bas. Tome X, Nr. 6, 1891.

Behrens Th. H.: Essai d'une méthode d'analyse qualitative microchimique. — Annal. de l'École Polytechn. de Delft. VI, 1890.

Boecker J.: Krystallographische Beobachtungen am Idokras. — Zeitschr. f. Kryst. XX, 3, 1892.

Bombicci L.: La nouvelle mimésie de la Pyrite cubiforme à structure fibreuse.

Brauns R.: Die optischen Anomalien der Krystalle. — Neues Jahrb. f. Min. etc. Bd. I, 1892.

Derselbe: Eine Bemerkung zur Abhandlung von E. Mallard, Sur le grenat Pyrénéite. — Neues Jahrb. f. Min. etc. Bd. I, 1892.

Chelius C.: Analysen aus dem chemischen Laboratorium der geologischen Landesanstalt in Darmstadt. Ausgeführt von F. Kutscher und O. Rudolph. — Notizblatt. Ver. f. Erdkunde etc. Darmstadt. IV. Folge, Heft 12, 1891.

Clarke F. W.: The fractional analysis of Silicates. — Journ. of the Am. Chem. Soc. Vol. XIII, Nr. 10.

Derselbe: Tschermak's Theory of the Chlorite Group and its Alternative. — Am. Journ. of Sc. Vol. XLIII, March 1892.

Derselbe & Schneider E. A.: Experiments upon the Constitution of certain Micas and Chlorites. — Am. Journ. of Sc. Vol. XLIII, May 1892.

Daubrée M. A.: La génération des minéraux métalliques, dans la pratique des mineurs du moyen âge, d'après le Bergbüchlein. — Journ. des Savants. Juin-juillet 1890.

Doss B.: Ueber den Meteoriten von Misshof in Kurland und die Ursachen der Schallphänomene bei Meteoritenfällen im allgemeinen. — Neues Jahrb. f. Min. etc. Bd. I, 1892.

Eichengrün A.: Ueber die krystallographischen Beziehungen einiger Bromderivate des Anhydroecgonins. — Zeitschr. f. Kryst. XIX, 4, 1892.

Goldschmidt V.: Zwei Hilfsapparate zum Goniometer. — Zeitschr. f. Kryst. XX, 4, 1892.

Kosmann B.: Ueber die chemische Stellung der Thonerde in Hochofenschlacken. — „Stahl und Eisen." 1890, Nr. 6.

Derselbe: Zusammensetzung der wasserhaltigen Mineralien. — Verh. d. Ges. deutsch. Naturf. u. Aerzte. Halle 1891.

Luzi W.: Ueber Allotropie des amorphen Kohlenstoffes. — Ber. d. deutsch. chem. Ges. XXV, 7, 1892.
Derselbe: Neue Mittheilungen über Kohlenstoff. — Ber. d. deutsch. chem. Ges. XXV, 2, 1892.
Retgers J. W.: Beiträge zur Kenntnis des Isomorphismus. V. — Zeitschr. f. phys. Chemie. IX, 3, 1892.
Derselbe: Beiträge zur Kenntnis des Isomorphismus. VI. — Zeitschr. f. phys. Chemie. IX, 4, 1892.
Derselbe & R. Brauns: Zur Isomorphiefrage in der Dolomitreihe. — Neues Jahrb. f. Min. etc. Bd. I, 1892.
Schroeder van der Kolk J. L. C.: Ueber die Vortheile schiefer Beleuchtung bei der Untersuchung von Dünnschliffen im parallelen polarisirten Lichte. — Zeitschr. f. wiss. Mikroskopie. Bd. VIII, 1892.
Derselbe: Ueber eine Methode zur Beobachtung der optischen Interferenzerscheinungen in convergentem polarisirtem Lichte, insbesondere in Gesteinsschliffen. — Zeitschr. f. wiss. Mikroskopie. Bd. VIII, 1892.
Sella A.: I due problemi fondamentali della proiezione assonometrica. — Giornale di Mineralogia etc. Fasc. I, Vol. III, 1892.
Williams G. H.: Elements of Crystallography. New-York 1890.

Mineralogie.

Förstner H.: Ueber die Feldspäthe von Pantelleria. — Zeitschr. f. Kryst. XIX, 6, 1891.
Genth F. A.: Contributions to Mineralogy, Nr. 52, with crystallografic notes by S. L. Penfield. — Amer. Journ. of Sc. Vol. XLIII, March 1892.
Grosser P.: Zinkit-Krystalle von Franklin, N. J. — Zeitschr. f. Kryst. XX, 4, 1892.
Hatle E.: Fünfter Beitrag zur mineralogischen Topographie der Steiermark. — Mitth. d. naturw. Ver. f. Steiermark. 1892.
Igelström L. J.: Mineralogiska meddelanden. 16. Nya mineral från Sjögrufvan, Grythytte socken, Örebro län. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. Bd. XIV, 1892.
Kreutz F.: Graphit im granitartigen Gestein von Józefówka und Samczyk in Wolhynien. — Anzeiger d. Akad. d. Wiss. Krakau 1890.
Derselbe: Ursache der Färbung des blauen Steinsalzes. — Anzeiger d. Akad. d. Wiss. Krakau 1892.
Moses A. J. & L. M. Luquer: Contributions from the Mineralogical Laboratory of Columbia College. — School of Mines Quarterl. XIII, Nr. 3.
Souheur L.: Neue Formen am Topas aus dem Ilmengebirge (Süd-Ural). — Zeitschr. f. Kryst. XX, 3, 1892.
Spezia G.: Sull origine del solfo nei giacimenti solfiferi della Sicilia. — Torino 1892.
Traube H.: Ueber den Pseudobrookit vom Aranyer Berge in Siebenbürgen. — Zeitschr. f. Kryst. XX, 4, 1892.

Petrographie und Geologie.

Arzruni A.: Nephrit von Schahidulla-Chodja im Küen-Lün-Gebirge. — Zeitschr. f. Ethnologie. 1892

Achiardi: Le rocce del Verrucano nelle valli d'Asciano e d'Agnano nei Monti Pisani. — Atti d. Soc. Tosc. di Sc. Nat. Pisa. Vol. XII.

Bayley W. S.: A Fulgurite from Waterville, Maine. — Am. Journ. of Sc. Vol. XLIII. April 1892.

Derselbe: Eleolite-Syenite of Litchfield, Maine, and Hawes' Hornblende-Syenite from Red Hill, New Hampshire. — Bull. of the Geol. Soc. of America. Vol. III, Pp. 231—252, Pl. 7, 1892.

Derselbe: A Fibrous Intergrowth of Augite and Plagioclase, resembling a reaction rim, in a Minnesota Gabbro. — Amer. Journ. of Sc. Vol. XLIII, June 1892.

Becke F.: Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die krystallinischen Schiefer des Hohen Gesenkes (Altvatergebirge). — Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Cl., Bd. CI, Abth. I, März 1892.

Brauns R.: Hauyn in den Bimssteinsanden der Umgegend von Marburg (briefliche Mittheilung an Tenne). — Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. Jahrg. 1892.

Chelius C.: Neue Basaltvorkommen im Odenwald. — Notizblatt. Ver. f. Erdkunde etc. Darmstadt, IV. Folge, Heft 12, 1891.

Geikie A.: The history of Volcanic action in the area of the British Isles. — Quarterly Journ. of the Geol. Soc. of London. XLVIII, 1892.

Herz R.: Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Pululagua bis Guagua-Pichincha. — Inaugural-Dissertation. Berlin 1892.

Kreutz F.: O granitach wołyńskich zawierających turmalin lub granity. — Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Krakau. XX, 1889.

Derselbe: Ueber Turmalin- und Granatführende Granite Wolhyniens. — Anzeiger d. Akad. d. Wiss. Krakau 1889.

Küch R.: Geologische Studien in der Republik Columbia. I. — Petrographie. 1. Die vulcanischen Gesteine. — W. Reiss und A. Stübel: Reisen in Süd-Amerika. Berlin 1892.

Osann A.: Ueber ein Mineral der Nosean-Hauyn-Gruppe im Eläolithsyenit von Montreal, — Neues Jahrb. f. Min. etc. Bd. I, 1892.

Reyer E.: Ursachen der Deformationen und der Gebirgsbildung. — Leipzig 1892.

Tietze E.: Bemerkungen zu Prof. Penck's Vortrag über die Formen der Landoberfläche. — Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1892, Nr. 4.

Toula F.: Reisebilder aus Bulgarien. — Vorträge d. Ver. zur Verbreitung naturw. Kenntnisse in Wien. XXXII. Jahrg., Heft 9. 1892.

Vogt J. H. L.: Beiträge zur Kenntnis der Gesetze der Mineralbildung in Schmelzmassen und in den neovulcanischen Ergussgesteinen. — Heft 1, Christiania 1892.

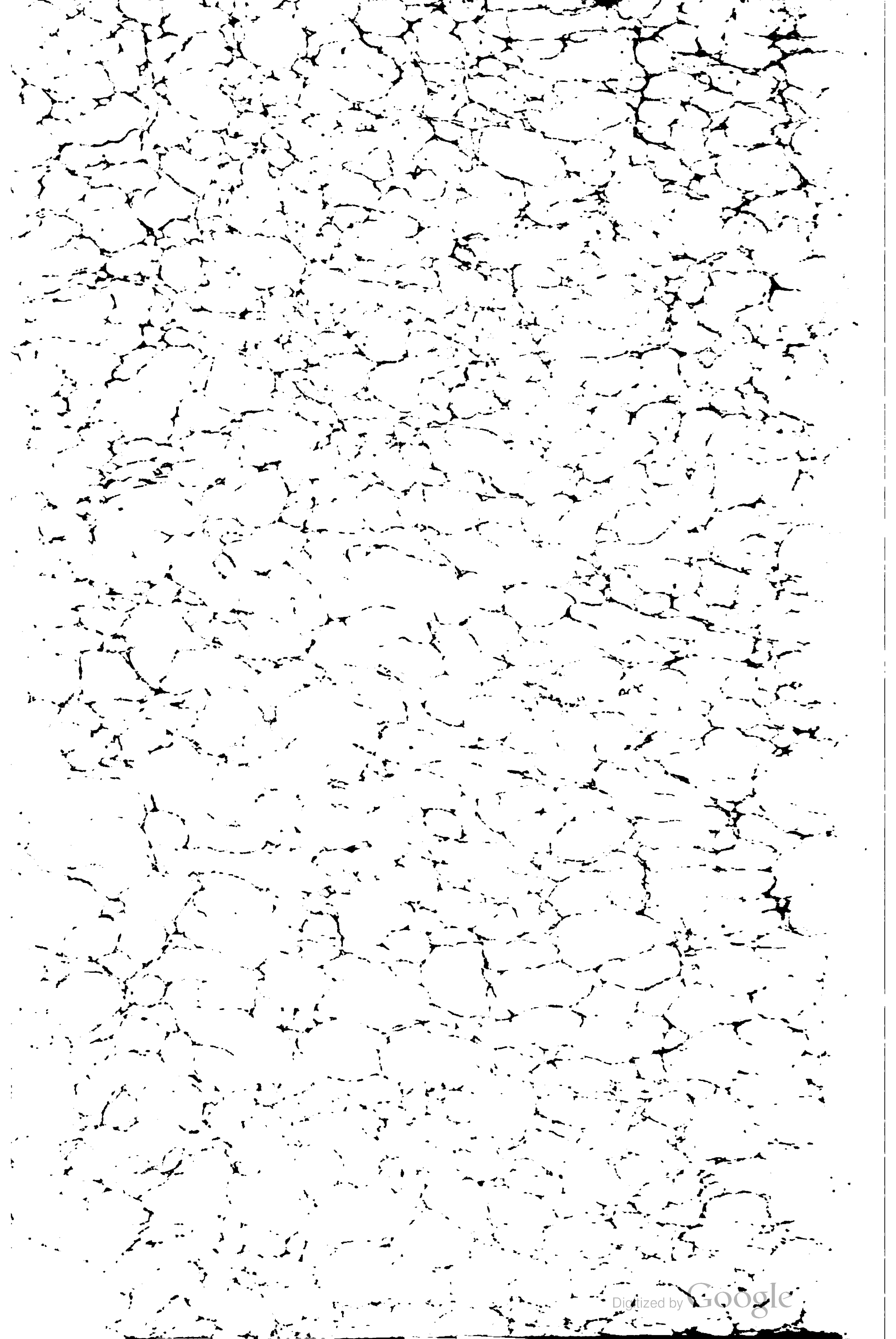
Wichmann A.: Bericht über eine im Jahre 1888—89 im Auftrage der niederländischen geographischen Gesellschaft ausgeführte Reise nach dem indischen Archipel. — Zeitschr. d. niederl. Ges. f. Erdkunde. 1892.

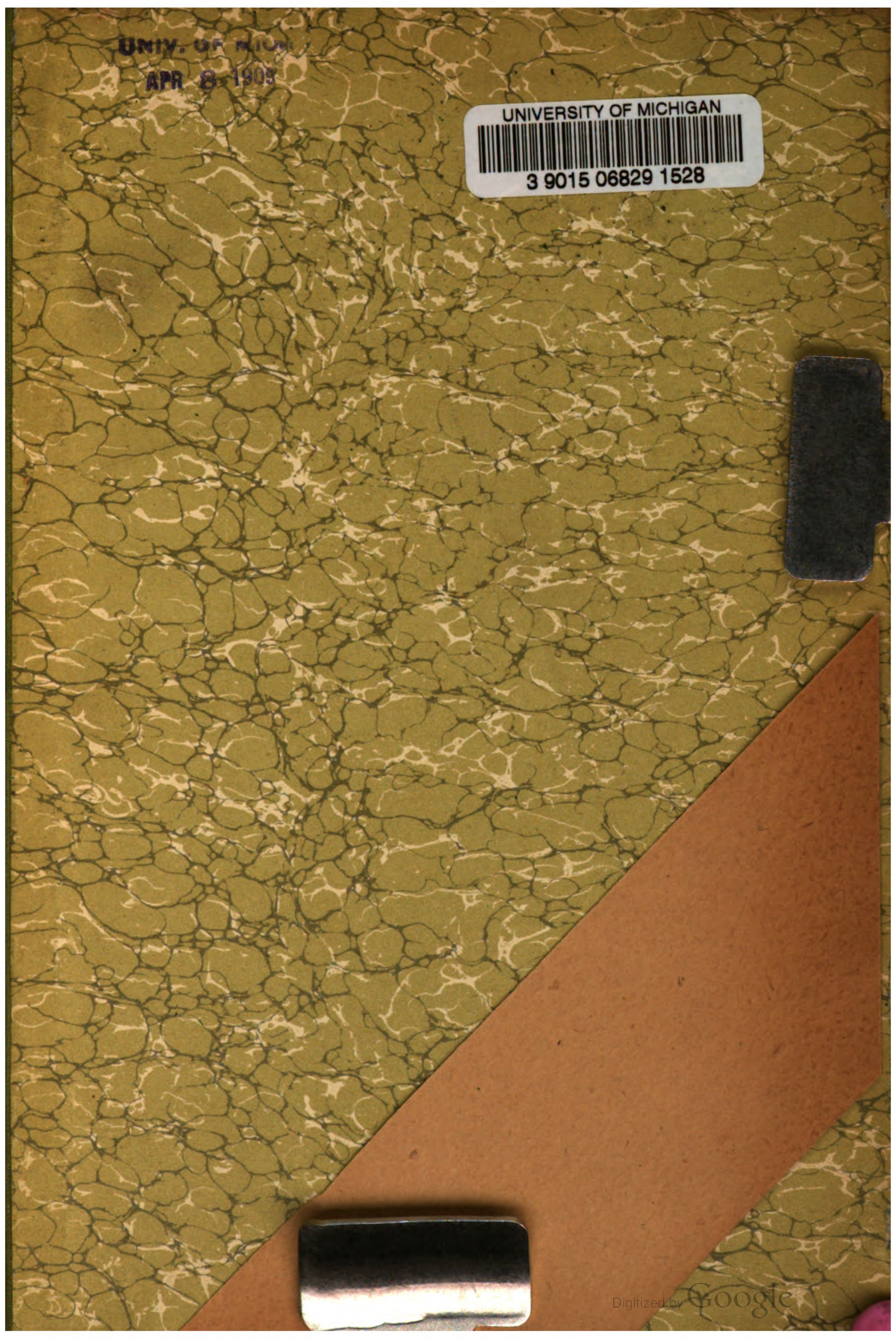
Wadsworth M. E.: The Doña Inez and the Llano del Inca Meteorites from Atakama, Chili, with mineralogical description. — Proc. of Rochester Acad. of Sc. Vol. I.

Register.

L. bedeutet Literatur. — *N. M.* Neues Mineral.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien, I., Augustinerstrasse 12.




UNIV. OF MICH.
APR 8 1909
UNIVERSITY OF MICHIGAN
3 9015 06829 1528
Digitized by Google

